

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

---

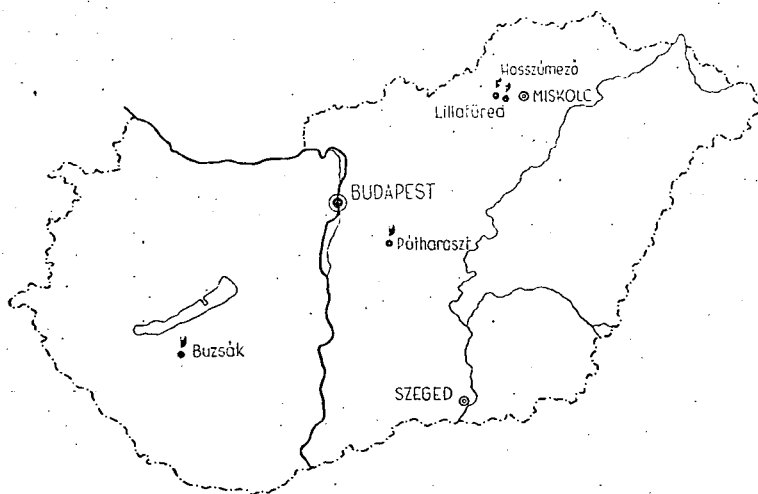
PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS II. — III.

FASC. 1 — 4.



SZEGED (HUNGARIA)

---

1963



# VERWENDUNG MATHEMATISCH-STATISTISCHER METHODEN IN DER ABGRENZUNG VON MIKROKLIMARÄUMEN

von

I. HORVÁTH—I. PRÉCSÉNYI—V. I. FEHÉR

## I. Einleitung

Die Entwicklung der mikroklimatologischen Forschungen hängt bedeutend von der Verwendung der zeitgemässen Instrumenten und Auswertungsmethoden ab. Bei näherer Auswertung der in letzterer Zeit auf dem Gebiete der einheimischen und ausländischen mikroklimatologischen Forschungen erreichten Ergebnisse stellt es sich fest, dass die Untersuchungsverfahren sich in Hinsicht auf die Instrumente und Messmethoden in dem letzten Jahrzehnt in erheblichem Masse entwickelt haben. Diese Entwicklung in unserem Lande ist besonders der Tätigkeit WAGNERS zu danken. Die von ihm konstruierten speziellen elektrischen Mikroklima-Instrumente (Widerstandsthermometer, Windmesser, Komplexthermometer usw.) sind bedeutungsvoll und versichern während des Messens eine vollkommene Ungestörtheit des Raumes. Er hat ausserdem auch die zeitgemässe Methode der Untersuchungen ausgearbeitet (6, 7, 8). Die Verwendung des elektrischen Thermometers mit Fernablesung in der Mikroklimauntersuchung ist sogar in Weltrelation verbreitet. In der letzten Zeit werden für diese Instrumente — vor allem im Ausland — überhaupt die Halbleiter verwendet.

Unserem Wissen nach gibt es aber weder in der einheimischen, noch in der ausländischen Literatur — Rücksicht nehmend sogar auf die im Jahre 1960 wiederholt erschienene, grundlegende mikroklimatologische Arbeit von GEIGER — keine exakte Methode für die Abgrenzung der Mikroklimaräume. Diese Abgrenzung geht nämlich teils auf Grund des Substratums, der orographisch-morphologischen Verhältnisse und der Pflanzenassoziation, teils nach subjektiver Beurteilung vor. Als Grund der Ausarbeitung des genetischen Systems der Mikroklimaräume hat WAGNER die vorigen gewählt (6, 8). Für die Abgrenzung der einzelnen Mikroklimaräume kann aber die Pflanzenassoziation nicht hervorgehoben als Grund angenommen werden, da verschiedene Pflanzenassoziationen auch die Fähigkeit haben etwa ähnliches Mikroklima hervorzurufen. Unabhängig davon ist die Frage einer genauen Absonderung der Pflanzenassoziationen noch immer nicht gelöst.

Als weitere prinzipielle Frage werfen wir auf, ob das Mikroklima als ein Resultat der Wechselwirkung des Substratums (mitverstanden auch die

Pflanzenassoziation) und des örtlichen Klimas (bzw. mittelbar des Mesoklimas) anzusehen ist (8). Bei nur auf Grund des Substratums erfolgten Abgrenzung wird diese Wechselwirkung nicht in Achtung genommen. Gemäss einer prinzipiellen Erwägung besteht der richtige Weg zu einer befriedigenden Lösung der Frage darin, dass die Abgrenzung auf Grund der im Mikroklimagebiet gemessenen effektiven Werte zu bestimmen ist.

Unserer Meinung nach ist das in erster Reihe mit Hilfe mathematisch-statistischer Methoden möglich, wobei man dafür die vertikale Gliederung der Klimasorten als Grund nimmt. Nach Forschungen von BÉLL (1) und WAGNER (8) nehmen wir an, dass die Mikroklimaräume sich vertikal, vom Substratum und von der Wetterlage abhängig, im allgemeinen von der „Oberfläche“ des Substratums gerechnet, bis 1–2 m erstrecken. Die verschiedenen Mikroklimata erscheinen als Einzelteile des Lokalklimas, dessen vertikale Ausdehnung 1000–2000 m ausmacht, also die obere Grenze des Lokalklimas ist ein und dieselbe Grenze, wie die der von SCHNEIDER-CARIUS eingeführten Grundschicht der Troposphäre (8). Abhängig von der Ein- und Ausstrahlung zeigt der Temperaturgradient im Raum des Lokalklimas eine erhebliche tägliche Veränderung. Die Lokalklimata wurden von dem Mesoklima umfasst, welches sich bis eine Höhe von 3000–4000 m erstreckt. Die mehrere Mesoklimata umfassende grössere Klima-Einheit ist das Makroklima.

Der Grund der von uns vorgeschlagenen mathematisch-statistischen Abgrenzungsmethode ist das Vergleichen der im Mikroklima eintretenden Veränderungen mit einem Standardwert. Weil nach der erwähnten Bestimmung das Makroklima ein Resultat der Wechselwirkung von Lokalklima und Substratum ist, scheint es logisch das Lokalklima als Grund für das Vergleichen anzunehmen.

Anstatt der in Thermometerhütten gemessenen Angaben, — besonders bei in hohen Pflanzenbeständen durchgeführten Untersuchungen — zur Vergleichung wird es richtiger die Werte dieser Schicht zunehmen, welche schon tatsächlich zum Lokalklima gehört. Als zum Lokalklima gehörende Schicht kann man — hauptsächlich von der Höhe des Pflanzenbestandes und von den orographischen Verhältnissen abhängig — diese niedrigste Schicht annehmen, welche sich an den gezeichneten Stellen binnen des gegebenen Gebietes voneinander nicht signifikant unterscheiden.

## II. Stelle und Methode der Untersuchung

Das Beispiel für eine Abgrenzung von Mikroklimaräume mit Hilfe mathematisch-statistischer Methoden wird auf Grund unserer im Jahre 1960 in der Fischwirtschaft bei Buzsák durchgeführten Untersuchungen dargestellt. Die Mikroklimauntersuchungen wurden von 30. Juni bis 2. Juli an einem Fischteich und den daneben an drei Mikroklimastationen durchgeführt (Abb. 1). Während unserer Untersuchungen haben wir in verschiedener Höhe die Lufttemperatur und Dunstgehalt, in verschiedener Tiefe die Temperatur des Bodens und des Wassers, in jeder Schicht den Wind und an zwei Stationen das Licht — das letzte auch in verschiedener Tiefe im Wasser — gemessen. Das Messen der Lufttemperatur haben wir in jeder halben Stunde, die anderen Messungen in jeder Stunde durchgeführt. Bei den Beobachtungen wurden die folgenden Instrumente angewandt: elektrisches Widerstandsthermometer (Typ W-G), Quecksilber-



Bodenthermometer, Assmannsches Aspirationspsychrometer, Handschäufelwindmesser und Lichtmesser. Bei den unter dem Wasser druchgeführten Lichtmessungen haben wir die Selenzelle in eine gut schliessbare, selbst geplante Plexischachtel eingelegt.

Das für eine mathematisch-statistische Abgrenzung von Mikroklimaräume hier vorgeführte Beispiel bezieht sich auf die Lufttemperaturangaben von zwei

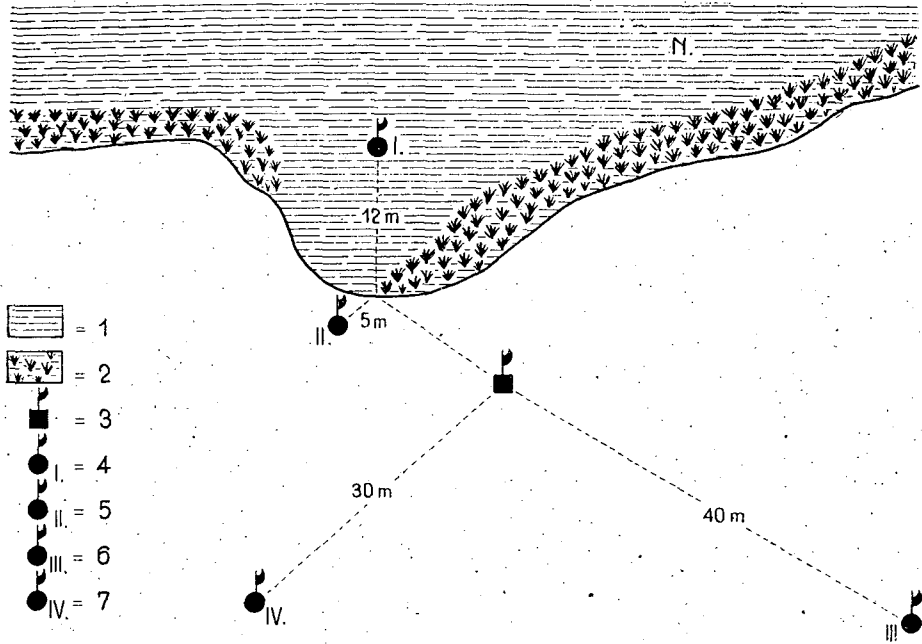


Abb. 1  
Aufstellung der Mikroklimastationen

Stationen. Die Abgrenzung dürfte nämlich in erster Reihe auf Grund der Lufttemperatur unternommen werden. Die eine Station (1) war 12 m weit vom Teichufer, über offenem Wasserspiegel (Wassertiefe 60 cm), die andere (3) 60 m weit davon am Ufer, inmitten eines grösseren *Lolietum*-Bestandes. Der Deckungsgrad des Pflanzenbestandes war 90%, die Pflanzenhöhe 10 cm.

Die Temperaturverhältnisse der Stationen sind in Isoplethendarstellung auf Abb. 2. und 4 illustriert. Die Isoplethen veranschaulichen nämlich die für das untersuchte Gebiet charakteristischen Verhältnisse deutlicher als alle andere Darstellungsmethoden aber ob die Abweichungen wirklich einen Unterschied zeigen, das hängt von einer subjektiven Beurteilung ab.

### III. Die Methode der Abgrenzung von Mikroklimaräumen

Bei der Abgrenzung der einzelnen Stationen mit Hilfe der mathematisch-statistischer Methode haben wir die Wilcoxon-,  $\chi^2$  und die Vorzeichen-(modifiziertes  $\chi^2$ ) Probe benützt (3, 4).

Bezüglich der Erwärmungs- und Abkühlungsperiode haben wir das Vergleichen abgesondert durchgeführt, denn Unterschiede oder Identitäten zeigen sich oft nur in einer der Periode vor. Wenn wir die Verhältnisse der Erwärmungs- und Abkühlungsperiode mituntersuchen, (Gang eines ganzen Tages),

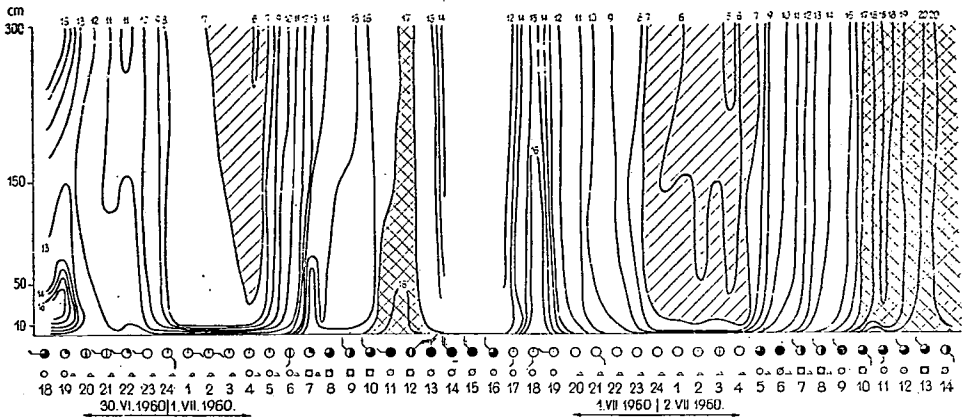


Abb. 2  
Temperaturisoplethen der ersten Station

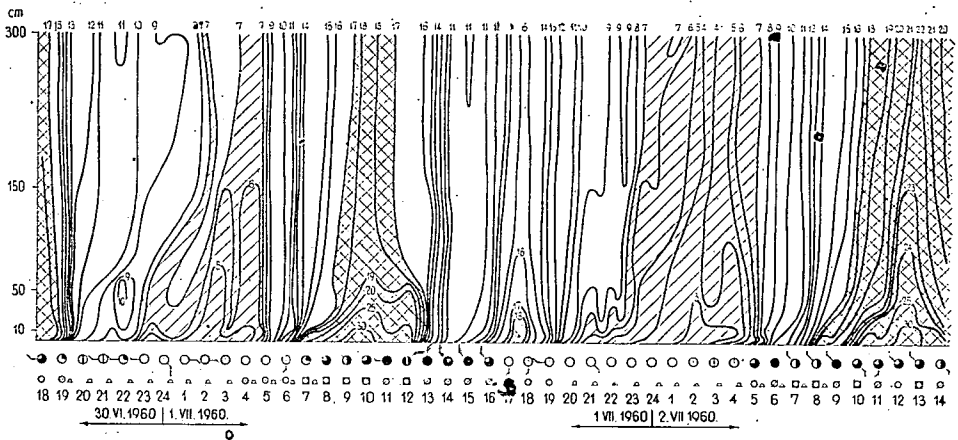


Abb. 3  
Temperaturisoplethen der dritten Station

können die Unterschiede verschwimmen, weil die Abweichungen verschiedene Tendenzen zeigen können.

Nach unserer Beurteilung kann das Mikroklima von zwei Stationen auch dann als verschieden bezeichnet werden, wenn eine Abweichung sich nur in der Erwärmungs- oder in der Abkühlungsperiode zeigt.

Nach dem Temperaturgang dauert die Erwärmung der untersuchten Tage von 5<sup>h</sup> bis 13<sup>h</sup>, die Abkühlung von 19<sup>h</sup> bis 4<sup>h</sup>30'. (Diese Dauer hängt selbstverständlich von der Länge des Tages ab.)

Die in der Zeit zwischen Erwärmung und Abkühlung (13<sup>h</sup>–19<sup>h</sup>) entstandenen Veränderungen scheinen in erster Reihe nicht durch den Charakter der Mikroklimaräume sondern durch die Witterungsfaktoren (Wind, Sonnenschein, usw.) bedingt zu sein (5). Das eigenartige Verhältnis des Mikroklimaraumes beeinflusst in dieser Zeit nur die Ordnungsgrösse der einzelnen Faktoren (z. B. Temperatur, Luftfeuchtigkeit, usw.).

Das Vergleichen und die Abgrenzung der Mikroklimaräume (die Feststellung der Identität und Unterschiede) vollzieht sich in fünf Stufen. In der ersten Stufe stellen wir mit Hilfe der Wilcoxon-Probe fest, ob die gleichen Höhen von zwei Stationen mit Rücksicht auf die Werte, voneinander sich unterscheiden oder nicht, in der zweiten Stufe, — mit der Anwendung der  $\chi^2$ -Probe — ob der Gang der Temperaturveränderung der gleichen Schichten verschieden oder gleich ist.

Die Feststellung dieser Umstände ist nötig, weil *die Schichten verschiedener Stationen, welche sich weder im Laufe noch im Werte voneinander unterscheiden, schon nicht ins Mikroklima sondern in den örtlichen Klimaraum gehören*. Im weiteren vergleichen wir die Verhältnisse des Mikroklimaraumes mit denselben der schon in dieses Lokalklima gehörenden Höhe.

In der dritten Stufe untersuchen wir binnen einer Station wiederum mittels der Wilcoxon-Probe, ob die unteren Höhen sich in Wert von der als Standard ausgewählten Mikroklimaschicht unterscheiden, in der vierten Stufe — auf der  $\chi^2$ -Probe — ob der Lauf der Temperatur in den verschiedenen Schichten sich von dem der Standard-Höhe unterscheidet. Mit Hilfe dieser zwei Stufen können wir also feststellen, *wie weit das Mikroklimaraum vertikal ausgeht ist. Sind nämlich in der betreffenden Mikroklimaraum diese Schichte, welche sich auf Grund der Werte und des Ablaufes der Wertveränderungen von der als Standard ausgewählten Höhe unterscheiden*. Eine annähernde Folgerung auf die vertikale Ausdehnung des Mikroklimaraumes ist schon durch die erste oder zweite Stufe ermöglicht.

Zum Schluss, in der fünften Stufe bestimmen wir — bezüglich der gleichen Höhen der Stationen — die Häufigkeitsverteilung der Ordnungsgrösse der Abweichungen mit Vorzeichen-Probe. Es wird dadurch klargelegt *ob der Gang der Abweichungen von der Standardhöhe in der gleichen Höhe beider verglichenen Stationen verschieden oder gleich ist*. Zwei Stationen werden nur dann als verschieden angenommen, wenn sich die Gänge der während der periodischen Ablesungen auftretenden betreffenden Abweichungen voneinander und auch vom Standard zuverlässig unterscheiden. Unterschiede werden nur in dem Falle angenommen, wenn die Wahrscheinlichkeit der Übereinstimmung 30% ausmacht.

*Bei der Absonderung werden also die effektiven Werte sowie der Gang ihrer Veränderungen in Ansicht genommen.*

#### IV. Besprechung und Bewertung der Ergebnisse

Die Rechenmethode ist auf Grund unserer im Jahre 1960 in Buzsák durchgeführten, bereits erwähnten Mikroklimauntersuchungen vorgelegt. In der ersten Stufe, mittels Verwendung der Wilcoxon-Probe, haben wir beim Vergleichen der Stationen 1 und 3 das folgende Ergebnis bekommen:

### Abkühlungsperiode

300 cm Schicht:	$P > 5\%$ ; nicht verschieden
150 cm „ :	$P < 1\%$ ; verschieden
50 cm „ :	$P < 1\%$ ; verschieden
10 cm „ :	$P < 1\%$ ; verschieden

### Erwärmungsperiode

300 cm Schicht:	$P > 5\%$ ; nicht verschieden
150 cm „ :	$P > 5\%$ ; nicht verschieden
50 cm „ :	$P < 5\%$ ; verschieden
10 cm „ :	$P < 1\%$ ; verschieden

Bei der in der zweiten Stufe angewendeten Probe wird der Gang der Veränderungen als übereinstimmend angenommen, wenn die Wahrscheinlichkeit der Übereinstimmung mindestens von 30% ist. Wenn die Übereinstimmung dieses Prozentes nicht erreicht wird, wird sie als Unterschied angesehen.

Die Ergebnisse sind die folgenden:

### Abkühlungsperiode

300 cm Schicht:	$P > 50\%$ ; übereinstimmend
150 cm „ :	$P > 50\%$ ; übereinstimmend
50 cm „ :	$P < 20\%$ ; verschieden
10 cm „ :	$P < 1\%$ ; verschieden

### Erwärmungsperiode

300 cm Schicht:	$P > 99\%$ ; übereinstimmend
150 cm „ :	$P > 30\%$ ; übereinstimmend
50 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden
10 cm „ :	$P < 0,1\%$ ; verschieden

Aus den ersten zwei Stufen ergibt sich, dass die 300 cm Schichten, bei der ersten und dritten Stationen, — obwohl sie sich voneinander in ziemlich grosser Entfernung und auf verschiedenem Substratum befanden (Teich, *Lolietum*), — in der Erwärmungs-, sowie in der Abkühlungsperiode, weder in Wert, noch im Gang sich voneinander unterscheiden. Bezüglich auf die 150 cm Schicht ist die Übereinstimmung sogar ziemlich gross, doch treten Unterschiede bereits in der Abkühlungsperiode auf. Die 50 und 10 cm Schichten zeigen einen Unterschied in der Erwärmungs- sowie auch in der Abkühlungsperiode vor. Demgemäss kann die 300 cm Schicht im Mikroklimaraum als Standard-Schicht angenommen werden, und so gehört sie zu Lokalklima.

In der dritten Stufe werden nun die unteren Schichten binnen einer Station im Verhältnis zur 300 cm Schicht verglichen. Die Feststellung der in den Werten ausgedruckten Übereinstimmungen oder Unterschiede vollzieht sich wiederum mit Hilfe der Wilcoxon-Probe. Die Erwärmungs- und Abkühlungsperiode werden auch hier abgesondert untersucht.

### 1 Station:

#### Abkühlungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 50\%$ ; nicht verschieden
300— 50 cm „ :	$10\% < P < 50\%$
300— 10 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden

#### Erwärmungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 50\%$ ; nicht verschieden
300— 50 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden
300— 10 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden

#### Abkühlungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P < 10\%$ ; verschieden
300— 50 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden
300— 10 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden

#### Erwärmungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 50\%$ ; nicht verschieden
300— 50 cm „ :	$P < 50\%$ ; verschieden
300— 10 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden

Der Gang der Wertveränderungen bei den beiden ausgewählten Stationen hat im Verhältnis zur 300 cm Schicht und auf Grund der  $\chi^2$ -Probe (4. Stufe) die folgenden Ergebnisse gegeben:

### 1 Station:

#### Abkühlungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 990\%$ ; übereinstimmend
300— 50 cm „ :	$P > 500\%$ ; übereinstimmend
300— 10 cm „ :	$P > 950\%$ ; übereinstimmend

#### Erwärmungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 990\%$ ; übereinstimmend
300— 50 cm „ :	$P > 500\%$ ; übereinstimmend
300— 10 cm „ :	$P > 500\%$ ; übereinstimmend

### 3 Station:

#### Abkühlungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 500\%$ ; übereinstimmend
300— 50 cm „ :	$P < 200\%$ ; verschieden
300— 10 cm „ :	$P < 50\%$ ; verschieden

#### Erwärmungsperiode

300—150 cm Schicht:	$P > 500\%$ ; übereinstimmend
300— 50 cm „ :	$P > 500\%$ ; übereinstimmend
300— 10 cm „ :	$P < 10\%$ ; verschieden

Als Erfolg der dritten und vierten Stufe kann es festgestellt werden, dass auf beiden Stationen die 50 und 10 cm Schichten — bezüglich auf die Werte

— von der 300 cm Standardschicht sich signifikant unterscheiden. Die 150 cm Schicht unterscheidet sich davon (300 cm Schicht) in der Abkühlungsperiode nur bei der dritten Station. Entsprechend dem Gange der Temperaturveränderung (4. Stufe) ist der Unterschied hier geringer und zeigt sich nur in der 10 und 50 cm Schicht der dritten Station auf. Bei der ersten Station zeigt der Gang der Wertveränderungen keiner der Schichten signifikante Abweichung von demselben der Standardschicht. Das ist nach unserer Meinung auch selbstverständlich, weil der Gang der Veränderungen der einzelnen Faktoren über dem Wasser „ausgeglichen“ ist.

Wie es bereits erwähnt wurde, auf Grund der dritten und vierten Stufe ist es möglich festzustellen wie weit der Mikroklimaraum vertikal ausgedehnt ist. Nach unseren Erfahrungen sind es die signifikanten Wertdifferenzen, die dazu von allem zugrunde gelegt werden müssen (3. Stufe), da erst die im Gange auftretenden Unterschiede ermöglichen eine Antwort auf die Frage zu geben, wie weit das Mikroklima gemässigt oder „ausgeglichen“ ist (z. B. über dem Wasserspiegel ausgeglichen, langsame, allmähliche Veränderung in jeder Schicht). Es lässt sich weiterhin auch feststellen, dass der Mikroklimaraum während der Erwärmungs- und Abkühlungsperiode sich bis auf verschiedene Höhe verbreitet. Wir haben erfahren, dass die Verhältnisse der Abkühlungsperiode für das Mikroklima hier mehr charakteristisch sind, als dieselben der Erwärmungsperiode. Das angeführte Beispiel zeigt, dass an beiden Stationen jenes Mikroklima für die Schicht charakteristisch ist, welches sich 150 cm hoch über dem Substratum befindet, und nur an Station 3 übersteigt es die 150 cm Höhe in der Abkühlungsperiode.

Zum Schluss, in der fünften Stufe haben wir die Übereinstimmung oder die Verschiedenheit beider Mikroklimaräume mit Verwendung der Vorzeichenprobe und auf Grund der Gestaltung der Abweichungen voneinander und von der Standardhöhe bestätigt. In dieser Stufe wird es nur mit den in Rangordnung eingerichteten Abweichungen gerechnet, und zwar mit Rücksicht auf ihr Vorzeichen. Die Schicht von 150 cm Höhe unterscheidet sich nur in der Abkühlungsperiode — das übrigens bereits infolge der vorherigen Erfahrungen zu erwarten war — die Wahrscheinlichkeit der Übereinstimmung liegt unter 30%. In den Schichten von 50 und 10 cm zeigt sich schon ein ausgeprägter Unterschied, nur in der Erwärmungsperiode der 50 cm Schicht ist die Wahrscheinlichkeit der Übereinstimmung grösser als 50%. Resultat der Rechnung (Vergleichen der Schichten für die 1 und 3 Stationen) ist wie folgt:

#### Erwärmungsperiode

300—150 cm Schicht:	P der Übereinstimmung über 75%
300— 50 cm     „     :	„     „     über 50%
300— 10 cm     „     :	„     „     5—10%

#### Abkühlungsperiode

300—150 cm Schicht:	P der Übereinstimmung 10—25%
300— 50 cm     „     :	„     „     unter 1%
300— 10 cm     „     :	„     „     1%

Diese Angaben weisen auch darauf hin, dass die Unterschiede in der Abkühlungsperiode grösser sind.

Zusammenfassend, lässt es sich feststellen, und das beweist auch das vorgeführte Beispiel, dass durch die von uns angewandten mathematisch-statistischen Methoden die Mikroklimaräume recht gut gekennzeichnet, ihre vertikale und horizontale Ausdehnung abgegrenzt, und so die einzelnen Mikroklimaräume voneinander genau unterschieden werden können.

Ausserdem auf Grund der Temperatur angestellten Vergleichen empfiehlt es sich auch die Bodentemperatur und den Dunstgehalt der Luft in Rücksicht zu nehmen. Beide Faktoren lassen sich auf Grund der Lufttemperatur auch statistisch auswerten. Für eine ausführliche Charakterisierung der Mikroklimaräume, besonders bei den an höheren und mehrschichtigen Pflanzenbeständen braucht man noch gründliche Kenntnisse auch über die Strahlung, die Lichtverhältnisse, die Luftbewegung und den Wassergehalt des Bodens zu besitzen, doch halten wir es nicht notwendig, die letzten zwei Faktoren mathematisch-statistisch auszuwerten.

Mit der Anwendung der Methode können wir auch auf ein weiteres Problem Antwort bekommen: das ist die Verbreitung des Charakters von Mikroklimaräumen in der Zeit, — welche von der Veränderung des Substratums (z. B. die jahreszeitliche Veränderung des Pflanzenbestandes) und von Wetterlage abhängt. Ausserdem ist es mit dieser Methode auch möglich exakt auszuwerten, ob im gegebenen Mikroklimaraum die Wirkung des Substratums oder dieselbe des örtlichen Klimas stärker ist. Die Wirkung des letzteren lässt sich auf Grund der in den verschiedenen Wetterlagen durchgeführten Mikroklimamessungen bewerten. Die Mikroklimauntersuchungen solcher Art sind von einer erheblichen Bedeutung auch für die Praxis (Gärtnerei, Landwirtschaft, Forstkunde), da diese der Gestaltung von einem für den betreffenden Pflanzenbestand ausserordentlich günstigen künstlichen Mikroklima (z. B. bei einem Ansiedelungsverfahren unter dessen Einwirkung das den Pflanzenbestand umgebende Mikroklima sogar bei extrem verschiedenen Witterungsverhältnissen wesentlich nicht verändert wird) beizutragen sind.

## V. Zusammenfassung

Auf Grund eines exakten mathematisch-statistischen Verfahrens und mittels der Wilcoxon- sowie mit Hilfe  $\chi^2$ - und Vorzeichen-Probe ist die Lösung der Frage der Charakterisierung und Abgrenzung des Mikroklimas möglich. Diese Methoden ermöglichen eine *gleichzeitige Beachtung der Werte und des Ganges ihrer Veränderungen* bei den einzelnen Faktoren (Temperatur usw.), die vom Gesichtspunkt der Charakterisierung des Mikroklimas gleichmässig wichtig ist. Das Mikroklima ist ein Resultat der Wechselwirkung des Substratums und des Lokalklimas (8), deshalb vergleichen wir die Verhältnisse des Mikroklimaraumes mit dem Lokalklima. Als zum Lokalklima gehörende Schicht wird diese Schicht angenommen (das in erster Reihe von der Pflanzenhöhe abhängt), in welcher die geprüften Faktoren sich an den untersuchten Stationen voneinander weder in Werten, noch im Gang unterscheiden. Zwei Mikroklimaräume werden verschieden, wenn ihre Abweichungen sich von der zum Lokalklima gehörenden Schicht signifikant unterscheiden. Die Verhältnisse der Abkühlungs- und Erwärmungsperiode müssen abgesondert untersucht werden, weil infolge der Abweichungen, die häufig entgegengesetzt

sind, die Unterschieden verschwinden können. Ausserdem kann der Mikroklimaraum auf diese Weise besser Charakterisiert werden.

In der ersten und zweiten Stufe wird auf Grund der Wilcoxon- bzw.  $\chi^2$ -Probe geprüft ob die gleichen Schichten der einzelnen Stationen im Wert und im Gang der Veränderung sich voneinander unterscheiden. Die Schicht welche keinen Unterschied zeigt, gehört zum Lokalklima und im weiteren kann sie zur Vergleichung als Standardschicht dienen. In der dritten und vierten Stufe wird gleichfalls mit Hilfe der Wilcoxon- und  $\chi^2$ -Probe festgestellt, welche Schichten binnen einer Station sich von der Standardschicht im Wert und Lauf der Veränderung unterscheiden. Der Mikroklimaraum langt vertikal aus bis sich signifikante Unterschiede zeigen. Es genügt die weiteren Rechnungen nur für diese Schichten vollzuenden. Endlich in der fünften Stufe — mit Hilfe der Vorzeichenprobe — wird die Häufigkeitsverteilung der Ordnungsgrösse der Abweichungen bestimmt. Das wird nämlich erklären ob der Gang der Abweichungen von der Standardschicht in denselben Schichten zweier Stationen verschieden ist. Insofern Unterschied gefunden wird, sind die zwei Mikroklimaräume auch verschieden. Die Abweichung wird als Unterschied angenommen, wenn die Wahrscheinlichkeit der Übereinstimmung geringer als 30% ist. Bei dieser Rechnung werden nur die rangierten Unterschiede und deren Vorzeichen in Rücksicht genommen.

Die Anwendung der Methode wird auf Grund unserer im Jahre 1960 bei Buzsák durchgeführten Mikroklimauntersuchungen vorgelegt, wobei das Mikroklima eines Teiches und eines *Lolietum*-Rasens verglichen wird.

Das Vergleichen der Mikroklimaräume wird in erster Reihe auf Grund der Lufttemperatur durchgeführt. Ähnlicherweise sind auch der Dunstgehalt der Luft und die Bodentemperatur mit mathematisch-statistischer Methode zu werten. Die anderen für das Mikroklima charakteristischen Faktoren (Luftbewegung, Strahlung, Licht usw.) halten wir nicht notwendig statistisch zu werten, es genügt sogar bei hohem oder mehrschichtigem Pflanzenbestand nur diese Werte zu besprechen.

Mit dieser Methode ist auch der Charakter der zeitgebundenen Veränderung des Mikroklimaraumes exakt feststellbar (die Veränderung des Pflanzenbestandes mit den Jahreszeiten, verschiedene Wetterlage usw.), ausserdem noch das auch, ob auf den Mikroklimaraum das Substratum (Boden, Pflanzenbestand usw.) oder die Witterung grössere Wirkung ausübt.

#### LITERATUR

1. BÉLL, B.: A troposzféra rétegezetsége. — A Magyar Meteorológiai Intézet Tudományos Beszámolói, Budapest 1955.
2. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. — Vieweg und Sohn, Braunschweig 1960.
3. SNEDECOR, G. W.: Statistical methods. — Iowa Sta. Coll. Press, Ames 1957.
4. STEEL, R. G. D. und TORRIE, H. J.: Principles and procedures of statistics. — McGraw-Hill, New York 1960.
5. KISS, Á.: Angaben zur Erwärmtheit einer Sanddüne. — Acta Climat., T. I., Szeged 1959.
6. WAGNER, R.: Mikroklímák földrajzi elrendeződése a Hosszúbércen. — Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv., 20, 1—15, 1955.
7. WAGNER, R.: A mikroklíma fogalma és módszere a természeti földrajzi kutatásokban. — Földrajzi Értesítő, 4, 465—475, 1955.
8. WAGNER, R.: Mikroklímaterészek és térképezésük. — Földrajzi Közlemények, 80, 201—215,



## ANGABEN ZUM MIKROKLIMA DER HÖHLEN BEI LILLAFÜRED

von  
GY. SZABÓ

Selbständige Mitteilungen über das Mikroklima der Höhlen bei LILLAFÜRED sind nicht erschienen. In Verbindung mit der Beschreibung der Höhlen können wir allgemeine Bemerkungen bezüglich der Luft der Höhlen finden; diese Hinweise stützen sich aber nicht auf Untersuchungsergebnisse. H. Kessler und G. Megay stellen fest, dass da die Lufttemperatur mit unwesentlichen Abweichungen im Winter und im Sommer  $10^{\circ}\text{C}$  ist, er weist auch darauf hin, dass die tröpfelnde Wassermenge — die in der Höhle zu beobachten ist — mit den Niederschlagsverhältnissen des BÜKK-GEBIRGES in engem Zusammenhang steht.

In den zwei Höhlen von Lillafüred hat das Meteorologische Institut der Universität SZEGED Mikroklimauntersuchungen im August 1955 10 Tage lang durchgeführt, deren Ergebnisse noch nicht mitgeteilt sind. Mit Hinsicht darauf, dass die Untersuchungen nur sehr kurze Zeit dauerten, und das Institut keine Möglichkeit hat diese weiterzuführen, habe ich während einer längeren Zeit in diesen Höhlen Lufttemperatur- und Luftfeuchtheitsmessungen durchzuführen versucht.

Meine Untersuchungen habe ich zwischen April 1960 und März 1961 durchgeführt mit Stationsthermometern, Assmannschen Psychrometern, Thermograph, Hygograph und Flügelrad-Anemometer, weiterhin hatte ich die Möglichkeit die Angaben des in der ISTVÁN-TROPFSTEINHÖHLE aufgestellten Tröpfelmessers zu benutzen.

Das Material meiner Beobachtungen bezieht sich hauptsächlich auf die Winter-Jahreshälfte, eben deshalb möchte ich mit dem Benützen der Angaben meines Untersuchungsmaterials vom Oktober 1960 bis März 1961 ein skizzenhaftes Bild über die Mikroklimaverhältnisse der Höhlen geben. Obwohl meine Beobachtungen in dieser Jahreshälfte nicht vollständig und ununterbrochen sind, geben sie doch einige charakteristische Angaben zur Beurteilung des Mikroklima der ISTVÁN-TROPFSTEINHÖHLE, und der FORRÁS-KALKTUFFHÖHLE.

Zur Auswertung der Mikroklimata dieser zwei Höhlen ist es nötig — wenn auch nicht eingehend — das Mikroklima des BÜKK-GEBIRGES durchzuschauen.

## Über das Klima des Bükk-Gebirges

Die Klimaverhältnisse des BÜKK-GEORGES versuche ich auf Grund der Angaben der Meteorologischen Stationen von MISKOLC, LILLAFÜRED, HOLLÓSTETŐ und BÁNKÚT zu demonstrieren. (Tabelle I., II., III.)

TABELLE I.

Die monatlichen und jährlichen Temperaturmittelwerte im Durchschnitt von 50 Jahren (1901—1950.)

Höhe über dem Meeresspiegel	Station	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jährlich
130	Miskolc	—3,3	—1,4	4,1	10,6	10,6	18,9	21,2	20,1	16,0	10,2	4,1	—0,4	9,7
310	Lillafüred	—3,5	—1,8	3,0	8,5	13,7	16,8	18,7	17,0	14,3	9,1	2,8	—1,3	8,2
572	Hollóstető	—3,4	—2,6	2,0	7,2	13,1	15,9	18,0	17,5	14,0	8,2	1,7	—1,7	7,2
880	Bánkut	—3,9	—3,3	0,6	5,8	11,1	13,8	15,8	15,4	11,9	6,5	1,0	—2,2	6,0

TABELLE II.

Mittlere Zahl der Sommertage, der Hitzetage und der heißen Tage, sowie der Frosttage, der Eistage und der rauhen Tage

Station	Sommertage Max.=25°C	Hitzetage Max.=30°C	Heisse Tage Max.=35°C
Miskolc	77	22	2
Lillafüred	28	5	—
Bánkut	3	—	—

Station	Frosttage Min.=0°C	Eistage Max.=0°C	Rauhe Tage Min.=—10°C
Miskolc	105	36	17
Lillafüred	134	33	25
Bánkut	131	61	19

TABELLE III.

Durchschnittliche Niederschlagsmenge (1901—1940)

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
Miskolc	28	27*	32	41	64	77	61	61	54	50	49	39	583 mm
Lillafüred	34*	35	49	54	81	87	74	71	68	62	63	49	727 mm
Hollóstető	38*	39	54	59	89	96	82	79	76	68	70	54	804 mm
Bánkut	42*	43	58	68	102	112	90	89	82	78	75	56	896 mm

Den niedrigsten Wert erreicht die Temperatur im Januar, den höchsten im Juli. Die Temperaturunterschiede in verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel sind besonders im Sommer gross, in den Wintermonaten sind sie verhältnissmässig kleiner. Zwischen diesen Werten können mehrere Grade Unterschiede sein — zwischen den nördlichen und südlichen Seiten, zwischen den einzelnen Gebieten der Frostwinkeln, Kesseln, Plateaus — dem Lokalklimat gemäss.

Die Veränderung der Temperaturwerte zeigt sich auch in der Zahl der Tage, welche verschiedene Temperatur haben. Dem Gebirgsklima entsprechend nimmt sich die Hitze und die Zahl der Sommertage und der heissen Tage mit der Höhe über dem Meeresspiegel ab. In der Zahl der Wintertage finden wir aber keine eindeutige Veränderung. Die Zahl der Eistage ist in BÁNKÚT beinahe zweimal so gross wie in LILLAFÜRED, die Zahl der rauhen Tage sind dagegen weniger. Dieser Unterschied wird verursacht dadurch, dass LILLAFÜRED in einem geschlossenen Kesseltal liegt; die kalte Luft sammelt sich an, es bildet sich oft Nebel, und das hindert die tägliche Erwärmung. BÁNKÚT bekommt dagegen wegen der niedrigen Wolkenschicht eine bedeutende Dosis Sonnenstrahlung. Die Insolationsverhältnisse des BÜKK-GEBIRGES sind veränderlicher als die der weiter südlich liegenden grossen UNGARISCHEN TIEFEBENE. In Winterzeit bekommen die nördlichen Abhänge kaum oder überhaupt keine Strahlung, auf die südlichen dagegen fällt noch mehr Strahlung, als auf die Ebene. Die Täler sind arm an Sonnenschein, die Gipfel reich. In den Sommermonaten ist die Strahlungsmenge in den Gebirgen kleiner als auf der Ebene, in den Wintermonaten dagegen — am meisten wegen der Inversion — grösser. Im Gebiet des BÜKK-GEBIRGES schwankt die Zahl der sonnigen Stunden im jährlichen Durchschnitt zwischen 1750 und 2000 Stunden.

Über die Verteilung des Niederschlages bekommen wir auch ein veränderliches Bild. Das Plateau und das Gebirge des BÜKK sind schon hoch genug dazu, dass sie den Niederschlag grösserer Dunstmengen ermöglichen. Das Gebirge bekommt in der Sommer-Jahreshälfte mehr, in der Winterjahreshälfte weniger Niederschlag. Der meiste Niederschlag fällt im Mai und Juni, der wenigste im Januar und Februar. Im BÜKK wurden jährlich 20–30 Gewitter beobachtet. Die Sommer-Wolkenbrüche verursachen Flut und wesentliche Zerstörung auf den Bergseiten.

Das Windsystem von LILLAFÜRED wird durch die Orographie modifiziert. Im Tal des GARADNA-BACHES kommt in W–E, im Tal des SZINVA-BACHES — auch vor der ISTVÁN-HÖHLE — in N–S Richtung eine sogenannte Kanalwirkung zur Geltung.

Im BÜKK-GEBIRGE kann der Berg-Tal Wind regelmässig beobachtet werden. Die Höhlen sind von der Klimawirkung der Bodenoberfläche durch eine 25–50–100 m dicke Felsenschicht getrennt. Es ist natürlich, dass in den Höhlen von den äusseren Verhältnissen abweichende spezielle Mikroklimaverhältnisse entstanden sind.

### **Die István-Tropfsteinhöhle bei Lillafüred**

Das BÜKK ist ein an Karsterscheinungen reiches Kalksteingebirge. Auf dem 7–800 m hohen BÜKK-PLATEAU können wir trichterförmige Karstlöcher, schlüsselförmige Vertiefungen und Wasserschlinger finden. Diese weisen darauf

hin, dass zu diesen im Inneren des Berges auch unterirdische Höhlensysteme gehören. Diese Karstformen finden wir auch im ISTVÁN-DOLINENGELÄNDE welche — als Fortsetzung der ISTVÁN-HÖHLE — noch weitere, riesige Höhlen vermuten lassen. Auf dem BÜKK-PLATEAU finden wir kaum, oder überhaupt kein Wassernetz. Das Zuflussgebiet der ISTVÁN-HÖHLE beginnt bei der LÉTRÁS-SPITZE, (auf Grund der sich von hier in West-Ost Richtung ziehenden Karstlöcher-Reihe) und wird von einer Seite vom SAVÓS-TAL, von den anderen vom VESSZÓS-TAL begrenzt. In diesem Gebiet geht das Niederschlagswasser seinen Weg durch die Spaltungen des Gesteins, und durch die Wasserschlinger weiter im Inneren des Berges. Im Inneren des Berges ist ein dem Oberflächenwassernetz ähnliches inneres Wassernetz entstanden.

Die ISTVÁN-HÖHLE bei LILLAFÜRED ist im Mittleren Trias, in gut geschichteten, mit Diabas und Porphyry gemischten weissen Asinuskalkstein entstanden. In der Ausbildung des unterirdischen Höhlensystems der ISTVÁN-HÖHLE haben auch mehrere Faktoren der Natur eine Rolle gespielt: tektonische Bewegungen, Korrosionsvorgänge, die Erosionsarbeit und hydrostatischer Druck der Karst-Bäche usw. Unter diesen Faktoren spielt natürlich das von klimatischen Verhältnissen stammende, den Kalkstein lösende, (als Karstwasser) und die Höhlengänge erosierende (als Höhlenbach) Niederschlagswasser die wichtigste höhlenbildende Rolle.

Die ISTVÁN-HÖHLE, ihren Charakter betreffend, ist eine Tropfstein-Höhle mit einem Etage-System, deren Wasserschlinger sich im ISTVÁN-DOLINENGELÄNDE befinden. Die bekannte obere Etage beginnt beim RIESIGEN WASSERFALL, bei der oberen Schicht der Tuffsteinablagerung ungefähr in 18 m Höhe. Diese Ablagerung ist in ähnlicher Höhe in der TORDAI KLUFT gut zu beobachten. Die Gänge in der GROSSEN KUPPELHALLE, die Höhlen in der HINTEREN HALLE der vermuteten oberen Etage gehen weiter in demselben Niveau. In die horizontalen Gänge der oberen Etage ist es sehr schwer einzudringen, weil diese während der Zeit von den oben heruntergefallenen Schutt oder von Ton verlegt worden sind. Während der Eiszeit war die Erosionsbasis in diesem Niveau und da ist eine Quelhöhle entstanden. In späteren Zeiten hat sich das BÜKK-GEBIRGE erhoben, die Erosionsbasis ist gesunken, und dann hat der Höhlenbach die mittlere Etage ausgehöhlt. In Folge der weiteren Hebung des Gebirges bzw. mit dem Sinken der Erosionsbasis befindet sich der Höhlenbach 10—15 m unter der jetzigen Oberfläche im Niveau der SOLTÉSZ-QUELLE und im Niveau der 2. Quelle der FORRÁS-HÖHLE.

Die ehemaligen Höhlengänge der oberen Etage sind jetzt trocken, in der mittleren Etage fließt Wasser als Bach nur gelegentlich einer Höhlenflut, aber die unterste Etage, der untere Gang, ist eine Höhle mit Bächen und mit aktivem Charakter. Die ISTVÁN-HÖHLE bei LILLAFÜRED liegt im Tal des SZINVA-BACHES, neben der Landstrasse MISKOLC—EGER, beim östlichen Bergfuss der ISTVÁN-SPITZE.

Die Höhle ist in Trias-Kalkstein entstanden, sie nimmt das Niederschlagswasser vom östlichen Teil der BÜKK-HOCHEBENE, näher vom ISTVÁN-BERG und vom István Dolinengelände und vom kleineren Teil der LÉTRÁS SPITZE.

Die Höhe über dem Meeresspiegel des Einganges der 450 m langen Tropfsteinhöhle — die eine E—W Hauptrichtung besitzt — ist 316 m, diese Höhe ist zugleich der niedrigste Punkt des zugbaren Teiles der Höhe. (Abb. 1.)

Die tiefste Stelle der Höhle ist in 294 m Tiefe im LEJTÖS-SCHACHT, der mit Strickleiter zu erreichen ist. Die höchsten Punkte sind, mit Ausnahme der jetzt unter Aufschluss stehenden Teile der HINTEREN KUPPELHALLE —, bei der

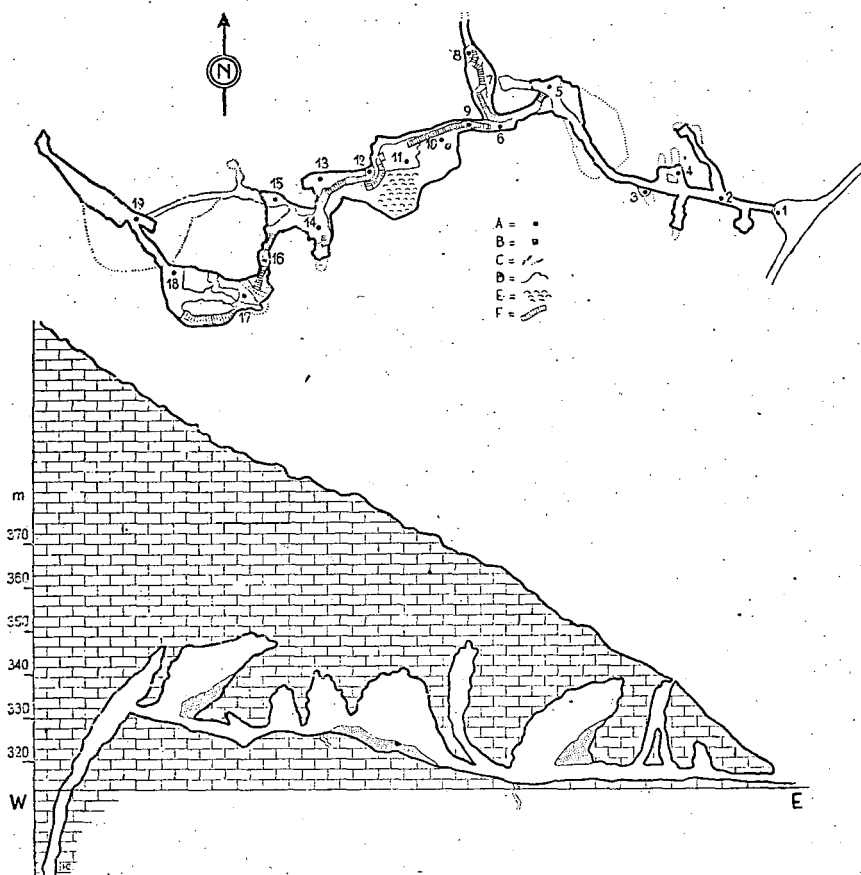


Abb. 1. Die Kartenskizze und der Vertikaldurchschnittsriß der István-Tropfsteinhöhle

Künstlicher Stollen:

1. Eingang, 2. Büro, 3. Schacht I., 4. Schacht II., 5. Grosser Saal, 6. Entdeckungszweig „Tordai Kluft“:

7. Treppenaufgang, 8. Gloriette 9. Treppenabsatz

Grosse Kuppelhalle:

10. Tröpfelmesser, 11. Riesiger Wasserfall, 12. Bastei, 13. Basteidurchweg, 14. Säulensaal (Erfrischender Teich), 15. Theatersaal, 16. Bergwerkstollen, 17. Schmäler Saal, 18. Hintere Halle

Abhängiger Schacht:

19. Riesentorte

A = Messstellen  
 B = Tröpfelmesser  
 C = Vom Terrain der Höhle nach oben verzweigende Aushöhlungen  
 D = Innere Formationen der Höhle  
 E = Kalktuff-Bildungen  
 F = Treppen

**RIESENTORTE** in 336 m und bei der höchsten Treppe des Aufganges zur **TORDAI KLUFT** —, in 334 m.

Der Höhenunterschied zwischen dem Eingang und dem höchsten Punkt des gangbaren Teiles der Höhle ist also 18–20 m.

Der natürliche Schacht der **ISTVÁN HÖHLE** ist auf der Bergseite der **MISKOLC—EGER** Landstrasse in W Richtung in 19 m Höhe. Die mit Sträuchern bedeckte Öffnung ist rund und hat einen Durchmesser von 2 m. Vor dem Jahre 1931 konnte man die Höhle durch diesen Schacht erreichen. In diesem Jahre wurde ein 55 m langer künstlicher Stollen geöffnet.

#### Die Ausmasse der István-Höhle

Der künstliche Stollen ist ein 55 m langer, 2 m breiter und 2,5 m hoher Korridor. Der Korridor wurde im Felsen geöffnet bzw. die geöffneten Aushöhlungen wurden erweitert, verbreitert.

Der **GROSSE SAAL** besitzt eine 8,8 m mal 16,3 m grosse, unförmige Grundfläche und eine 19 m hohe hallenartige Höhle. Der grösste Teil des Saales ist von Ton bedeckt. Der Wasserschlinger des Saales ist mit einer Eisendecke geschlossen, das Wasser der Höhle ist da in die unteren Höhlengänge abgeflossen.

Der **ENTDECKUNGSZWEIG** ist ein 2 m breiter und 2,16 m hoher Korridor, der vor dem Aufschluss vom Material ganz ausgefüllt war. Aus diesem Korridor verzweigt sich der Weg in zwei Richtungen: rechts in die **TORDAI KLUFT** und gerade in die **GROSSE KUPPELHALLE**.

In die **TORDAI KLUFT** können wir durch einen Korridor mit Treppen hinaufgehen. 72 Treppen führen zur **GLORIETTE**. Der Durchmesser des Korridors schwankt zwischen 3,4–4,1–3,7–1,0 m. Die Höhe der **GLORIETTE** ist 13 m, der Plafond der Kluft ist von da noch 15,7 m. Also ist die **TORDAI KLUFT** 29 m hoch und das ist zugleich der höchste Teil der Höhle. Von dem **ENTDECKUNGSZWEIG** kommen wir ebenfalls durch Treppen in die **GROSSE KUPPELHALLE** die 10 m breit, 20 m lang und 19,6 m hoch ist. Im Vorderteil der **GROSSEN KUPPELHALLE** links wurde die Tröpfelmesserstation auf Tonsediment aufgestellt. Das Karstwasser der obersten Étage in der **ISTVÁN HÖHLE** hat die wunderbare Kalktuff-Bildung des **RIESIGEN WASSERFALLS** in der **GROSSEN KUPPELHALLE** geschöpft. In der **GROSSEN KUPPELHALLE** können wir die schönsten Tropfsteinbildungen der Höhle sehen.

Aus der **GROSSEN KUPPELHALLE** kommen wir durch die **BASTEI** — die 330 m hoch über dem Meeresspiegel liegt — in den **SÄULENSAAL**, dessen Durchmesser zwischen 6,7–5,5 und 15,0 m ist und seine Höhe 12,25 m erreicht. Im **SÄULENSAAL** finden wir den vom starken Tröpfeln stammenden **ERFRISCHENDEN TEICH**, dessen Oberfläche 3, m<sup>2</sup>, Temperatur 9,6°C ist.

Der **SAULENSAAL** ist durch eine schmale Felsenwand vom **THEATERSAAL** getrennt, der 7,5 m breit, 10,0 m lang, und 9,85 m hohe ovale, grössere Höhle ist.

Aus dem **THEATERSAAL** kommen wir durch den Bergbaustollen in eine 2–3 m breite, 8 m lange und 4–5 m hohe Höhle, in den sogenannten **SCHMALEN SAAL**.

Aus diesem **SCHMALEN SAAL** können wir durch 32 breite Treppen — welche durch einen künstlichen Stollen führen — die **HINTERE HALLE** erreichen. Die **HINTERE HALLE** ist eine 8,5 m lange, 6 m breite, 20 bzw. 21,5 m hohe hallenartige Aushöhlung.

Aus der HINTEREN HALLE kommen wir wieder durch einen künstlichen Stollen zum ABHÄNGIGEN SCHACHT, bzw. zur am Rand des Schachtes stehenden RIESENTORTE. Der Durchmesser bei der RIESENTORTE ist 2,2 m, die Höhe der Kluft ist 10,9 m. Die Tiefe des ABHÄNGIGEN SCHACHTS ist 45 m.

Bei niederschlagsreichem Wetter werden der Stollen und der Schacht mit Wasser bedeckt.

### Das Mikroklima der István-Höhle

#### Die Temperatur

In der ISTVÁN-HÖHLE bei LILLAFÜRED habe ich vom Eingang bis zur ABHÄNGIGEN SCHACHT — genauer bis zur RIESENTORTE — welche sich am Rand des ABHÄNGIGEN SCHACHTES befindet, an allen wichtigeren Stellen Temperaturmessungen durchgeführt. Die Beobachtungen wurden am Sonntag zwischen 8 und 12<sup>h</sup>, an Wochentagen zwischen 16 und 19<sup>h</sup> durchgeführt. Bei den Temperaturbeobachtungen wurden Stationsthermometer, Assmannsche Psychrometer und ein Thermograph benutzt.

Die bodennahe Temperatur habe ich mit Stationsthermometern (in 5 cm Höhe) gemessen. Tabelle IV. zeigt einige Angaben.

TABELLE IV.

Bodennahe Lufttemperaturen [in 5 cm Höhe über dem Boden] in der István-Höhle

Messstellen	17. 10. 1960. °C	2. 11. 1960. °C	5. 2. 1961. °C	11. 3. 1961 °C
Künstlicher Stollen				
2.			2,4	
3.	8,8	8,9	3,0	
5.	9,2	9,0	6,0	7,8
6.	9,3	9,3	5,9	7,8
Tordai Kluft				
7.			9,1	
8.	9,4	9,4	9,2	9,1
Grosse Kuppelhalle				
10.			7,7	
11.	9,6	9,6	8,2	8,8
12.	9,9	9,9	8,9	
13.			8,9	
14.	9,4	9,4	9,4	9,3
15.	9,4	9,4	9,4	
16.			9,4	
17.			9,4	
18.	9,4	9,4	9,4	
19.	9,4	9,4	9,4	

Diese Angaben beweisen, dass die Strecke des Künstlichen Aufschlusses welche zwischen dem natürlichen Schacht und dem Eingang liegt, der äusseren Temperaturveränderungen gemäss eine ständige Temperaturschwankung zeigt. Vom GROSSEN SAAL durch den ENTDECKUNGSZWEIG bis zur BASTEI gibt es keine Temperaturschwankung, aber während des Winters nimmt die Lufttemperatur immer mehr ab. Diese Feststellungen wurden von den mit Psychrometer in 80 cm Höhe bestimmten Temperaturangaben bestätigt. (Tabelle V.). In der Sommer-Jahreshälfte können wir eine ständige, langsame Erwärmung beobachten. Während eines Jahres war die Temperaturschwankung im ENTDECKUNGSZWEIG 4,2°C, und bei der BASTEI nur 1°C. Weiter hinein von der BASTEI in der Nähe des Höhlenbodenniveaus können wir die Temperaturwerte als ständige

TABELLE V.  
Temperaturen in 80 cm Höhe über dem Boden in der István-Höhle

	27. 11. 1960 °C	1. 1. 1961 °C	26. 1. 1961 °C	9. 3. 1961 °C
1.		1,6	—5,0	
2.		4,1	0,7	6,8
3.		6,6	3,4	6,4
5.		7,0	5,2	7,1
6.		9,0	5,1	7,7
8		9,5	9,2	9,0
Grosse Kuppelhalle				
11.	9,5	9,6	7,2	8,8
12.	9,7	9,7	9,1	9,2
13.	9,9			
14.	9,5	9,8	9,4	9,4
15.			9,5	9,4
17.		9,8	9,6	9,6
18.	9,6	9,6	9,6	9,6
19.			9,6	9,4

Werte annehmen, sie verändern sich weder im Sommer noch im Winter. Die äussere Temperaturschwankung übt da schon keine Wirkung aus.

Über die Temperaturangaben — die mit Thermograph in der ISTVÁN-HÖHLE in 1 m Höhe gemessen wurden — gibt die Tabelle VI. eine Übersicht. Die über dem Höhlenbodenniveau beobachteten Temperaturfeststellungen sind auch von den Angaben der Thermographbänder bestätigt. Im KÜSTLICHEN STOLLEN verändert sich die Temperatur der äusseren Temperatur gemäss. Die nächtliche Abkühlung und die tägliche Erwärmung sind nachweisbar. Die Temperaturamplitude kann unter den Schächten auch 1—2°C erreichen. Im Raum des GROSSEN SAALES und des RIESIGEN WASSERFALLS ist die Temperaturveränderung kaum merkbar und sie ist vom äusseren Temperaturgang verschieden. Die da nachweisbare geringe Erwärmung kann wahrscheinlich von der Wärmewirkung der starken Reflektoren — welche gelegentlich der Besuche brennen — verursacht werden.



TABELLE VI.

Mit Thermograph gemessene Lufttemperaturen in 80 cm Höhe über dem Boden  
in der István-Höhle

Messstelle	Zeit der Messung	Lufttemperatur in °C
3. Unter Schacht I.	4—15. 12. 1960	3,0—5,0
	28. 1—5. 2. 1961	2,0—3,5
4. Unter Schacht II.	25—29. 12. 1960	0,0—3,0
5. Grosser Saal	1—4. 12. 1960	6,0
	5—9. 2. 1961	4,0
12. Bastei	27. 11. — 1. 12. 1960	9,4
18. Hintere Halle	12. 4. — 22. 5. 1960	10,0
19. Riesentorte	15. 5. — 22. 5. 1960	10,0
	1. 1. — 8. 1. 1961	10,0

Auf Grund unserer Temperaturbeobachtungen können wir die ISTVÁN TROPFSTEINHÖHLE bei LILLAFÜRED von klimatologischem Gesichtspunkt aus in 3 Zonen teilen. Diese sind folgende:

*I. Zone.* Der äusserste Teil: der KÜNSTLICHE STOLLEN zwischen dem EINGANG und dem SCHACHT.

*II. Zone.* Der äusserste Teil: vom GROSSEN SAAL bis zur BASTEI.

*III. Zone.* Der innerste Teil: von der BASTEI bis zum ABHÄNGIGEN STOLLEN, bzw. weiter bis zum Ende der Höhle.

Die Temperatur der ersten Zone schwankt abhängig von der äusseren Temperatur, die Temperaturamplitude ist mehr als 6°C.

In der zweiten Zone können wir eine jahreszeitliche, langsame Veränderung beobachten, die Temperaturveränderung erreicht nicht 6°C. In der dritten Zone ist die Temperatur stabil. Die Temperaturschwankung unserer Instrumenten ist während der Beobachtungszeit unter 1°C geblieben. (Abb. 2.)

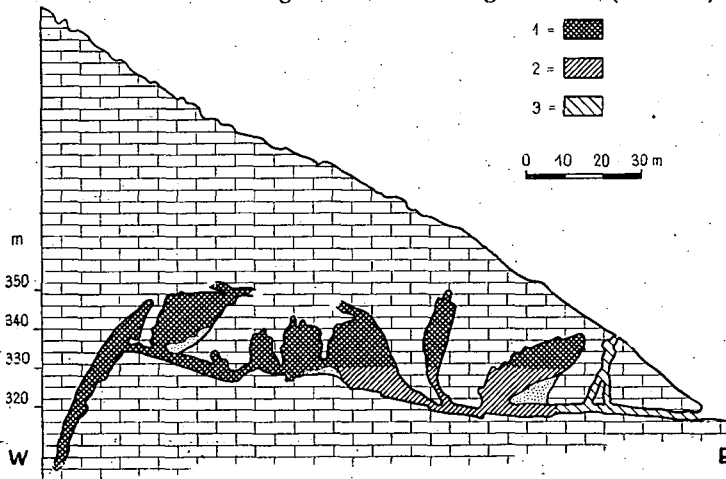


Abb. 2. Abteilung der István-Höhle in drei Zonen auf Grund der Temperaturschwankung

3. = I. Die Temperatur schwankt abhängig von der äusseren Temperatur  
2. = II. Die Temperatur schwankt jahreszeitlich  
1. = III. Die Temperatur ist stabil (die Schwankung 1°C).

Die Temperatur — Abteilungen wurden auch von meinen Windmessungen bestätigt.

### Dampfdruck und Feuchtigkeit

Den Dunstdruck und die Feuchtigkeit habe ich am 27. November, am 1. und 26. Januar und am 9. März mit Psychrometer-Beobachtungen bestimmt. Zum kontinuierlichen Messen der relativen Feuchtigkeit habe ich Hygrographen benützt. Die Beobachtungen wurden in 1 m Höhe durchgeführt. (Tabelle VII.—VIII.)

Es folgt vom Charakter der Höhle, dass dort der Dunstgehalt der Luft hoch ist, denn durch den Plafond der Höhle dringt das Niederschlagswasser in verschiedenem Masse ein, und es kommt als ein ständiges Tröpfeln vor. Es gibt doch Unterschiede in den einzelnen Teilen der Höhle.

Die Werte des absoluten Dunstgehalts zeigen, dass die Schwankungen im KÜNSTLICHEN STOLLEN BEIM BÜRO (4,7—5,5—6,8 mm (und unter im KÜNSTLICHEN SCHACHT (4,8—6,7 mm), weiterhin im GROSSEN SAALE (5,6—7,4 mm) und im ENTDECKUNGSZWEIG (6,0—7,6—8,5 mm) am grössten sind. In anderen Teilen der Höhle ist der absolute Dunstgehalt — mit geringer Schwankung — hoch: 8,7—9,0 mm. Der durchschnittliche absolute Dunstgehalt der Höhle ist 8,8 mm.

Die relativen Werte der Luftfeuchtigkeit zeigen, dass die relative Feuchtigkeit unter dem OFFENEN SCHACHT, im KÜNSTLICHEN STOLLEN, weiter im ENTDECKUNGSZWEIG von der äusseren Temperatur abhängt. Nach den Angaben des Hygrographen war sie unter dem SCHACHT am 6. Dezember 1960 am Mittag 74%, am 7. 86%, am 24. am Mittag 84%, am 25. am Mittag 86%. Andersmal war die relative Luftfeuchtigkeit auch da 89—96%. Die relative Luftfeuchtigkeit dieser Teile, die binnen des ENTDECKUNGSZWEIGES liegen, ist 98—100%. *In niederschlagsreichem Wetter ist die Feuchtigkeit überall 100%.*

Ebenso wie bei den Lufttemperaturmessungen konnte ich bei den Luftfeuchtigkeitsmessungen auch beobachten, dass die Instrumente unter dem SCHACHT beim Frontdurchgang reagieren, aber in den anderen Teilen der Höhle schon nicht.

### Der Niederschlag und das Tröpfeln in der Höhle

Der gangbare Teil der ISTVÁN-HÖHLE bei LILLAFÜRED ist trocken. Es fliesst dort kein Bach. Auf die Niederschlagsverhältnisse der Höhle können wir nur aus dem Tröpfeln folgern. Es bereitet Schwierigkeiten, dass im zur Höhle gehörenden Zuflussgebiet des Plateaus weder meteorologische, noch niederschlagsmessende Stationen gibt; so muss ich die Angaben des Tröpfelns in der Höhle mit den Niederschlagsangaben der meteorologischen Station von LILLAFÜRED vergleichen.

Die Menge der durch die Kalksteine der BÜKK-PLATEAUS hinunterdringenden und vom Plafond der Höhlen tröpfelnden Karstwässer und die Wassermenge der von Höhlenbächern stammenden Karstquellen verändert sich ständig der auf das BÜKK-PLATEAU herabfallenden Niederschlagsmenge gemäss. Die Angaben der beiliegenden Tabelle zeigen klar, dass das Tröpfeln des Karstwässers und die Niederschlagsmenge der Oberfläche in engem Zusammenhang stehen. Tab. IX. Die Menge des Tröpfelns in der Höhle ist in Zusammenhang mit den Niederschlagsverhältnissen. Während des Abfliessens durch die Kalk-

TABELLE VII.

Dampfdruck und mit Psychrometer gemessene relative Feuchtigkeit in der István-Höhle

Messstelle	27. 11. 1960		1. 1. 1961		26. 1. 1961		9. 3. 1961	
	Dampfdruck	Feuchtigkeit %	Dampfdruck	Feuchtigkeit %	Dampfdruck	Feuchtigkeit %	Dampfdruck	Feuchtigkeit %
1.			4,8	93				
2.			5,5	90	4,7	96	6,8	92
3.			6,7	92	4,8	82		
5.			7,4	99	5,6	84	7,3	96
6.			8,5	99	6,0	91	7,6	96
8.			8,9	100	8,7	99	8,5	99
Grosse Kuppelhalle								
11.	8,7	98	8,9	99	8,8	99	8,3	98
12.	8,8	98	8,9	99	8,8	98	8,7	100
13.	8,9	98						
Säulensaal								
14.	8,8	99	9,0	99	8,7	99	8,7	99
15.					8,8	99	8,7	99
17.			9,0	99	8,8	99	8,6	96
18.	8,7	98	9,0	100	8,9	99	8,7	98
19.					9,8	99	8,6	98

TABELLE VIII.

Mit Hygrograph gemessene Luftfeuchtigkeit in der István-Höhle

Messstelle	Zeitdauer	Luftfeuchtigkeit in %
3. Unter Schacht I.	15—18. 12. 1960	95—96
	18—25. 12. 1960	84—97
	25—29. 12. 1960	86—92
4. Unter Schacht II.	4—11. 12. 1960	74—96
	11—15. 12. 1960	93—95
11. Riesiger Wasserfall	29. 12. 1960—1. 1. 1961	98
18. Hintere Halle	25. 4. — 1. 5. 1960	98—99
	1. 5. — 8. 5. 1960	98—100
19. Riesentorte	17. 4. — 24. 4. 1960	98—99
	15. 5. — 22. 5. 1960	98—100

schichten halten der Niederschlag und das Tröpfeln im allgemeinen ein Gleichgewicht. Wenn der Regen in entsprechenden Zeitintervallen kommt, dann gibt es keine grossen Schwankungen im Niederschlag und im Tröpfeln. Der Boden wird nicht trocken. Das wird in vielen Fällen durch die Angaben der Tabelle bestätigt.

Die Abnahme und Zunahme der Tröpfelmenge der ISTVÁN-HÖHLE BEI LILLAFÜRED wird von der Wasseraufnahmefähigkeit der Kalkschichten im Zuflussgebiet des BÜKK-PLATEAUS bestimmt. Die Wasseraufnahmefähigkeit steht unter dem Einfluss des dauerhaft trockenen oder feuchten Wetters. Das dauerhaft trockene Wetter trocknet die Oberfläche des Sammelgebietes stark aus. In diesem Fall kann das Kalksteingebiet grössere Niederschlagsmenge einnehmen und reservieren, ohne dass ein Tröpfeln in der Höhle erscheint. Dagegen bei Niederschlagsreichem Wetter sind die Gänge der Bodenoberfläche gesättigt, und so nimmt das Tröpfeln auch bei geringem Niederschlag zu.

Zwischen der Intensität des Tröpfelns und der Niederschlagsmenge kann man — auf Grund der Tabelle — noch folgenden Zusammenhang feststellen.

Es gibt Niederschlag aber kein Tröpfeln in der Höhle. Dieser Fall kommt im Winter vor, wenn der Boden an den kalten, rauhen Tagen gefroren ist; der Niederschlag als Schnee bleibt auf der Oberfläche und fliesst nicht in den Boden. So z.B. im Januar 1960 fiel 30,7 mm Niederschlag als Schnee, und es gab überhaupt kein Tröpfeln, ausgenommen an den zwei letzten Tagen des Monats.

Das Tröpfeln nimmt in grossem Masse zu, obwohl Niederschlag nicht, oder nur in geringer Menge fällt. Dieser Fall kommt beim Tauen vor, der Boden taut auch, das Wasser fliesst schnell in den durstigen Boden und die Menge des Tröpfelns nimmt in einigen Tagen in erheblichen Masse zu; z. B. am Ende Januar und am Anfang Februar 1960 hat das Tröpfeln ohne Niederschlag von 2 cm<sup>3</sup> auf 45 cm<sup>3</sup> bzw. auf 470 cm<sup>3</sup> zugenommen. Im Jahre 1957 taute es schon Mitte Februar und das Tauen begann so plötzlich, dass die Menge des Tröpfelns in zwei Tagen von 0,0 auf 10 000 cm<sup>3</sup> zugenommen hat. Ein anderer Fall ist, wenn der Boden mit Niederschlag gesättigt ist. Dann ist eine geringe Niederschlagsmenge genug dazu, dass ein grösseres Tröpfeln folgt. Das kommt am meisten im April oder Mai vor, z.B. am 3. Mai 1958 auf 0,6 mm Niederschlag folgte eine Zunahme des Tröpfelns von 1400 auf 1680 cm<sup>3</sup>, am 13. Mai 1,3 mm Regen von 970 auf 1120 cm<sup>3</sup>, usw.

TABELLE IX.

Die Niederschlagsmenge (mm) zu Lillafüred und das Höhlentröpfeln (cm³) in der István-Höhle

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember												
1.	—	—	1,5	470	—	130	—	2900	1,5	380	—	70	—	190	—	10	—	250	4,6	30	—	—	—	4760
2.	—	—	—	350	—	100	—	1750	1,3	410	—	60	—	150	—	10	—	220	5,5	20	—	—	—	4580
3.	2,5	—	—	500	—	100	—	1700	2,7	190	—	60	—	130	—	30	0,3	210	—	10	1,0	—	—	4000
4.	—	—	—	530	—	100	—	1650	—	110	2,0	60	—	130	18,0	30	—	180	—	50	4,4	—	—	2150
5.	—	—	—	460	5,6	90	1,4	1280	—	90	0,8	60	—	120	—	30	—	180	—	50	—	—	—	1670
6.	—	—	—	570	—	90	1,0	700	—	100	12,2	60	—	110	2,5	40	5,5	170	—	—	3,0	—	—	1390
7.	11,0	—	—	320	—	110	1,4	430	—	90	0,1	50	—	110	3,3	40	1,2	130	—	—	—	—	—	1210
8.	—	—	—	360	—	120	8,8	430	7,2	90	7,0	60	—	110	—	30	—	120	3,8	—	2,6	—	2,2	1050
9.	1,0	—	—	470	—	130	3,1	450	—	100	43,5	390	—	1100	9,5	20	2,0	100	—	—	—	—	9,5	900
10.	—	—	—	510	—	110	—	420	—	100	7,8	450	—	110	33,2	570	—	70	—	—	1,8	—	5,6	850
11.	—	—	—	510	—	110	5,8	380	3,2	100	0,2	470	—	100	—	1250	—	40	2,5	—	3,8	—	0,2	650
12.	—	—	1,9	450	—	110	—	520	—	100	2,0	500	—	70	—	950	—	20	17,5	30	—	—	—	9500
13.	15,2	—	1,9	490	—	130	8,1	540	—	90	—	550	2,3	60	2,0	1100	—	50	—	40	—	—	3,0	10000
14.	—	—	2,2	420	—	130	0,4	1550	—	90	—	400	7,2	60	0,9	1100	—	50	8,4	20	17,5	—	16,2	9450
15.	—	—	3,2	310	—	130	2,4	4580	—	90	—	370	—	50	3,6	570	—	50	—	10	37,5	3780	15,7	8040
16.	1,6	—	—	270	—	120	6,4	4350	—	90	5,1	370	—	50	27,5	400	0,3	60	7,4	—	—	12900	—	9560
17.	—	—	—	230	0,3	120	0,2	3870	—	130	—	360	21,2	50	—	550	0,2	60	2,1	—	—	7150	—	8150
18.	—	—	6,8	230	0,8	120	—	3760	5,4	140	—	380	0,3	50	6,6	490	—	40	—	—	2,0	3600	—	8150
19.	—	—	0,3	240	18,2	120	—	4450	—	130	0,8	350	—	40	—	480	—	30	—	—	1,3	3150	12,8	6240
20.	—	—	—	150	4,8	1800	—	4160	—	120	—	320	—	20	16,6	500	—	30	1,9	—	15,7	3570	—	5900
21.	0,3	—	0,2	80	—	4050	—	3250	—	130	—	340	—	10	—	550	0,1	50	—	—	6,0	8750	—	8550
22.	—	—	—	60	—	3350	—	2180	2,9	110	2,5	320	14,8	50	—	650	—	30	3,1	—	—	8300	0,2	6800
23.	—	—	1,2	60	—	3590	—	1630	3,5	100	—	380	—	40	—	460	0,2	20	—	—	—	5730	—	6350
24.	—	—	3,6	100	5,0	3320	0,5	1170	—	100	—	370	4,2	40	—	270	—	20	—	—	—	4900	—	6420
25.	—	—	—	100	—	3150	0,4	670	—	100	—	330	6,9	40	—	280	—	20	2,0	—	—	4600	—	4350
26.	0,1	—	0,6	140	—	3080	1,1	400	5,3	80	—	280	12,3	40	—	270	—	10	0,2	—	—	3300	—	4730
27.	—	—	0,5	140	1,5	2900	0,5	330	—	100	5,6	250	10,6	40	—	230	—	20	4,4	—	—	2150	—	4450
28.	—	—	—	110	5,0	2800	0,2	310	0,8	100	12,0	210	4,7	40	—	190	0,6	30	—	—	—	2060	—	3100
29.	—	—	—	140	2,9	2350	3,7	350	1,0	100	—	190	—	20	—	220	1,5	30	—	—	13,7	1780	—	2430
30.	—	2	—	—	1,4	1630	—	340	8,3	100	10,0	160	—	20	1,0	280	3,7	30	—	—	5,9	3850	0,5	2430
31.	—	45	—	—	—	1320	—	—	—	100	—	—	—	10	6,5	250	—	—	0,2	—	—	—	0,2	1950
	30,7	47	24,9	8770	45,5	35510	45,4	50500	43,1	3860	99,8	7220	84,5	2160	131,2	11850	15,6	2345	63,6	260	129,2	79570	76,1	140750



Solange der Niederschlag fällt, nimmt das Tröpfeln ab. Besonders nach heissem, trockenem Wetter, im Sommer oder im Herbst kommt es vor, als die Verdunstung auch grösser ist, z.B. am 2. Juli fiel 3 mm, am 14. 7,2 mm und am 17. 21,2 mm Regen; die Menge des Tröpfelns nahm dagegen ab. Das ist verursacht dadurch, dass es in der ersten Hälfte Juli keinen Regen gab, und der Boden so trocken war, dass er eine grössere Menge von Niederschlag reservieren konnte ohne dass er als tröpfelndes Wasser die Höhle erreicht hätte. Im Oktober 1960 fiel auf der Meteorologischen Station bei LILLAFÜRED — während des ganzen Monates — 63,6 mm Niederschlag, dagegen wurde in der Höhle im ganzen Monat 260 cm<sup>3</sup> tröpfelndes Wasser gemessen, obwohl sich der Herbstregen auf das ganze Gebiet des BÜKK-PLATEAUS, also auch auf das Gebiet der ISTVÁN-HÖHLE ausbreitete.

Gelegentlich eines Wolkenbruches oder eines längeren mehrtägigen Regens — insofern die Niederschlagsmenge täglich 60 mm erreicht, oder noch mehr ist — entstehen Höhlenfluten. Als Beispiel steht die Höhlenflut welche vom Regen der 13 und 15 Juni 1958 stammte.

Zerstörende Höhlenfluten kommen in erster Reihe beim Schneeschmelzen, in zweiter Reihe gelegentlich einer sommerlichen Wolkenbruches vor. Diese sind aber ziemlich selten. In den letzten 10 Jahren konnten wir in drei Fällen die zerstörende Arbeit einer grösseren Höhlenflut im BÜKK-GEBIRGE beobachten: in JÁVORKÚT, in PÉNZPATAK und in der ISTVÁN-HÖHLE. Der Gang der Höhlenflut am 13–15 Juni war der folgende: zwischen 4. und 10. Juni war im ganzen Lande klares Wetter. Am 10. Juni brachen kalte Luftmassen vom Westen ein, und infolge dessen entstand am 11 und am 12 Juni ein wolkenbruchartiger Regen.

Die niederschlagsmessenden Stationen des BÜKK-GEBIRGES haben gelegentlich des Wolkenbruches die folgenden Niederschlagsmengen registriert:

	10. Juni	11.	12.	13.	14–20.	Gesamt
LILLAFÜRED	0,6	66,0	44,8	1,4	—	112,8 mm
GARADNA	—	71,0	80,3	6,2	—	157,5 mm
RÉPÁSHÜTA	0,6	79,0	72,0	4,5	—	155,1 mm
JÁVORKÚT	—	68,0	81,2	15,9	—	164,1 mm

Die Stationen sind rund um das Sammelgebiet der ISTVÁN-HÖHLE. Nach der Tabelle ist die grösste Niederschlagsmenge auf dem Bükk-Plateau gefallen.

Im Folge des Wolkenbruches geschah Folgendes in der ISTVÁN-HÖHLE: am 12. Juni gab es ein stärkeres Tröpfeln; am 13. am Morgen um 8<sup>h</sup>30<sup>m</sup> war die Wasserflut im KÜNSTLICHEN STOLLEN 30 cm hoch, am Mittag erreichte sie schon 70–80 cm Höhe, diese nahm bis zum 14. Morgen 7<sup>h</sup> auf 50 cm, bis Nachmittag 18<sup>h</sup> bis auf 8–10 cm ab. Am 15. gingen die Höhlenforscher bis zu den GROSSEN SAAL hinein — da war schon das Wasser bis zur Taille der Menschen —, und sie öffneten die eisernen Türe des Schachtes. Nach einigen Tagen konnten sie in die Höhle kommen, aber nur bis zum BERGBAUSTOLLEN, denn dieser war bis zum Plafond unter Wasser. Nach einer späteren Feststellung war das Wasser durch den ABHÄNGIGEN SCHACHT aufgebrochen. Es ist interessant, dass in der TORDAI-KLUFT nur das Tröpfeln stärker war ohne Flutzerstörung. In der ISTVÁN-HÖHLE wälzte sich eine 1,5 m hohe Wassermenge, sie hatte die Wege und Schränke beschädigt, und in den elektrischen Kabeln grosse Schaden angerichtet.

Nach dem Abfließen der Flut blieb eine 10–15 cm dicke Schlammschicht in der Höhle zurück.

Auf der Tonbank, auf der linken Seite der in die GROSSE KUPPELHALLE führenden Treppe wird das Tröpfeln schon seit 6 Jahren (von 1. Febr. 1955) regelmässig gemessen.

Zur Analyse der Tröpfelnverhältnissen der ISTVÁN-HÖHLE habe ich eine Tabelle gemacht mit den täglichen und monatlichen Niederschlagsangaben der Tröpfelmesser-Station der ISTVÁN-HÖHLE bei LILLAFÜRED und der Meteorologischen Station bei LILLAFÜRED vom Jahre 1960. Weiterhin habe ich Vergleichstabelle gemacht mit den Summen des Durchschnitts der letzten 6 Jahren der ISTVÁN HÖHLE und des Tröpfelns des Jahres 1960 und des 50-jährigen Durchschnitts der Station bei LILLAFÜRED und der monatlichen Niederschlagsmenge des Jahres 1960.

### Die Luftbewegung

Die Untersuchung der Luftbewegung habe ich zwischen dem 10. und 15. März 1961 durchgeführt. Zu den Messungen habe ich Flügelradanemometer benutzt, sie waren auch dazu geeignet, dass ich die Geschwindigkeit der vertikalen Luftbewegung bestimme. (Tabelle X.)

TABELLE X.

Die Geschwindigkeit der Luftbewegung in m/min in der István-Höhle

Messstelle	5 cm über dem Boden bei geschlossener offener Tür		100 cm geschlossener offener Tür		200 cm geschlossener offener Tür	
1.	63	70	10	73	0,5	61
2.	0	17	0	14,8	0	40
3.	0	17	0	6,4	0	6,8
4.	—	—	—	—	3	12
5.	0	10,2	0	4,2	0	2,2
6.	0	0	0	0	0	0

1. In der Tür
2. Beim Büro
3. Unter Schacht I.
4. In Schacht I.
5. Im Künstlichen Stollen 30 m
6. Beim Eingang des Grossen Saales

Aus der Tabelle wird es klar, dass bei geschlossenen Türen in der Höhle keine Luftbewegung ist, dagegen wenn die Tür offen ist, kann man eine Luftbewegung bis zum KÜNSTLICHEN STOLLEN spüren. In den inneren Räumen der Höhle machte mich der Zigarettenrauch darauf aufmerksam, dass obwohl keine horizontale Bewegung gab, eine vertikale Bewegung doch vorhanden war. Wir haben diese Bewegung mit Instrumenten gemessen und die folgenden Ergebnisse gewonnen:



Im SÄULENSAAL	3 m/min
Im THEATERSAAL	1 m/min
In der GROSSEN KUPPELHALLE	1—5 m/min
In der HINTEREN HALLE	1—5 m/min
LEJTŐS SCHACHT	1 m/min

Im SCHACHT bei geschlossenen Türen ist die Luftbewegung aufwärts 3 m/min, bei geöffneten Türen ist die Geschwindigkeit der vom SCHACHT herabdringenden Luft 12 m/min. Diesen Wert bekam ich bei sehr schwachem Oberflächenwind im Freien. Als eine interessante Tatsache erwähne ich, dass im KÜNSTLICHEN STOLLEN die Luftbewegung Stösse zeigte, während des Messens blieb die Schaufel des Windmessers stehen und mehrmals wurde zunehmende Luftbewegung gemessen.

Die Untersuchung der Luftbewegung muss öfters wiederholt werden, denn man kann annehmen, dass die Hohle des Plafonds im Verursachen der vertikalen Luftbewegung eine Rolle spielen, dagegen die starken Reflektoren eine störende Wirkung ausüben.

### Die Forrás-Höhle

Die FORRÁS-HÖHLE — ihrem älteren Namen nach ANNA — oder HÁMORI-HÖHLE — ist unter dem PALOTA HOTEL und unter dessen Garten in diluvialem Kalktuff, der von dem sich ständig verändernden Wasserfall des SZINVA und GARADNA Baches abgelagert wurde — entstanden. Wegen der Veränderung des Wasserfalls sind im Kalktuff Höhlen entstanden.

Die Entdeckung der Höhle fand in 1770 statt, als wegen der besseren Ausnützung der von Kalktuffen herabfliessenden Quelle für die Eisenhammer ein 90 m langer künstlicher Stollen in den Kalktuff geführt wurde; gleichzeitig schloss man das aus kleineren und grösseren Höhlen bestehende, zusammenhängige Höhlensystem auf. Sie wurde sogar für Gäste geöffnet.

In 1912 hat Ottokár Kadic die vergessene Höhle neu geöffnet, gemessen und bekannt gemacht. In 1927 — gelegentlich des Bauens des Hotels Palota — haben die Forstwirtschaftlichen Behörden die Höhle in Ordnung gebracht, mit Beleuchtung versehen und für den Fremdenverkehr geöffnet. Die Quellen der Höhle wurden in 1951 vom Wasserwirtschaftlichen Forschungsinstitut für die Wasserversorgung von MISKOLC in Beschlag genommen.

Die geografische Lage der FORRÁS-HÖHLE ist: 48°06, N, 20°38' E. Drei 7 m hohe Säle der Höhle wurden mit künstlichen Stollen verbunden. Der EINGANG der Höhle liegt 264 m über dem Meeresspiegel. Der Höhenunterschied zwischen den vom Publikum besuchten Teilen — auf einer ungefähr 270 m langer Strecke — ist 8—10 m.

### Das Mikroklima der Forrás-Höhle

#### Die Temperatur

In der FORRÁS-HÖHLE BEI LILLAFÜRED habe ich in den — auf der beiliegenden Karte angezeichneten Höhlungen zu den in Tabelle XI. angegebenen Zeitpunkten in 5 cm Höhe über dem Boden Temperaturmessungen durchgeführt. (Abb. 3.)

Die Bänder des Thermographs zeigen die folgenden Angaben:

Messstelle	Zeit	Temperatur in °C
3. HALL	25—29. 1. 1961	8,8
9. HERZSAAL	8—12. 1. 1961	10,1
10. TRAUERWEIDENSAAL	9—11. 6. 1960	9,0
	16—22. 1. 1961	9,0
11. TROPFSTEINSAAL	12—23. 6. 1960	9,5
	22—25. 1. 1961	9,0

Nach den Angaben der Temperaturtabelle sind die Temperaturen der inneren Höhlen verschieden. Die höchste Temperatur wurde im HERZSAAL (11,7), die niedrigste im KÜNSTLICHEN STOLLEN (6,8) und in der HALLE (9,6)

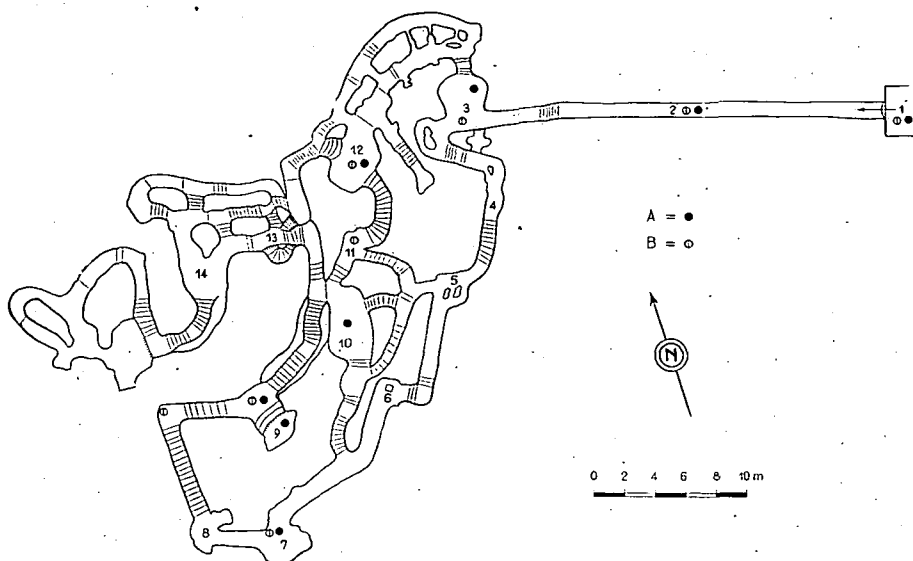


Abb. 3. Die Kartenskizze der Forrás-Höhle

1. Eingang, 2. Künstlicher Stollen, 3. Halle, 4. Ausgebuchteter Gang, 5. Tripeltor, 6. Untere Quelle, 7. Nordlichtsaal, 8. Tropfsteintor, 9. Herzsaal, 10. Trauerweidensaal, 11. Kleiner Saal, 12. Tropfsteinsaal, 13. Höhle, 14. Verzaubertes Kastell

gemessen. Die Temperaturunterschiede sind teilweise von Niveauunterschieden abhängig, teilweise stehen sie durch die Ausgänge oder durch die Hohle des Plafonds der Kalktuff-Höhle in Verbindung mit dem Anstieg oder Sinken der äusseren Temperatur.

Die Temperaturschwankungen sind vollkommen von der Schwankung der äusseren Temperatur abhängig. Nach den Angaben des Stationsthermometers, wenn das Monatsmittel der äusseren Temperatur über  $5^{\circ}\text{C}$  ist, ist das der Höhlen über  $11^{\circ}\text{C}$ , wenn das Monatsmittel der äusseren Temperatur  $5^{\circ}-5^{\circ}\text{C}$  ist, ist das in der Höhle  $10-11^{\circ}\text{C}$ , wenn das Monatsmittel der äusseren Temperatur unter  $-5^{\circ}$  ist, ist das in der Höhle unter  $10^{\circ}\text{C}$ , ausgenommen den HERZ-

SAAL, wo die Temperatur — mit Ausnahme einer Messung — immer über 11°C war.

Ausserdem registrieren die Thermographie im Sommer und im Winter eine überaus langsame, jahreszeitliche Veränderung.

TABELLE XI.

Bodennahe Lufttemperaturen (in 5 cm Höhe über dem Boden) in der Forrás-Höhle

Messstelle	1960					1961	
	17,10	24,10	2,11	8,1	25,1	25,2	13,3
						bei geschlossener offener Tür	
1.	9,6				-2,6		-10,8
2.	10,6	10,6	11,0		6,8	9,8	9,1
3.		11,2	11,1		9,6	9,6	9,6
7.		11,1	11,3	10,4	10,2	11,1	9,7
9.		11,2	11,7	11,0	10,4	11,2	11,1
10.		11,0	11,3	10,6	10,5	11,2	9,9
12.	11,0	11,2	11,2	10,9	10,5	11,1	9,9
13.	11,3	10,7	11,2				

Die Temperaturveränderung der inneren Höhlen war zwischen Oktober 1960 und März 1961 die folgende: In der HALLE und im NORDLICHTSAAL 1,6°C, im HERZSAAL, im TRAUERWEIDENSAAL und im TROPFSTEINSAAL 1,3°C.

Im Dunstgehalt und in der Feuchtigkeit zeigt sich eine grössere Schwankung nur im KÜNSTLICHEN STOLLEN. Der Dunstdruck sinkt in der HALLE unter 9,0 mm, aber in der anderen Teilen der Höhle ist er überall über 9,0 mm. Die Feuchtigkeitswerte in der Höhle schwanken — die Halle auch eingerechnet — zwischen 98 und 100%. (Tabelle XII.)

TABELLE XII.

Wasserdampfdruck und Luftfeuchtigkeit in der Forrás-Höhle

Messstelle	2. 11. 1960.		8. 1. 1961.		25. 1. 1961.		13. 1. 1961.	
	Dampfdruck	Luft- feuchtigkeit %	Dampfdruck	Luft- feuchtigkeit %	Dampfdruck	Luft- feuchtigkeit %	Dampfdruck	Luft- feuchtigkeit %
1.			4,5	97	2,9	71		
2.	9,5	98	8,4	100	7,0	97	8,5	99
3.	9,7	98	9,2	98	8,9	99	8,4	98
7.	9,5	97	9,2	99	9,2	99	8,1	97
9.	10,1	100	9,5	97	9,3	99	8,4	98
10.	9,5	98	9,4	98	9,2	99	8,3	100
12.	9,5	97	9,5	99	9,3	99	8,4	98
13.	9,4	98						

Der Plafond der Höhlen tröpfelt. Am stärksten im HERZSAAL, am schwächsten im NORDLICHTSAAL. An mehreren Stellen befinden sich schöne Tropfsteinbildungen. Im NORDLICHTSAAL und in der HALLE ist der Boden trocken, in den anderen Räumen feucht. Der Hauch ist überall sichtbar.

## Die Luftbewegung

Zur Bestimmung der Luftbewegung habe ich ein Schalenanemometer benützt. Die Messungen habe ich am 13. und 14. März 1961 durchgeführt.

Die Messungswerte waren die folgenden; Der EINGANG DER FORRÁS-HÖHLE ist von Bergen umgeben, er ist ein beschatteter Platz, wo der Wind eine wirbelnde, sich stossenförmig verändernde Bewegung zeigt. Die Windstärke veränderte sich — nach dem Anemometer zwischen 48–61 m/min. In dem KÜNSTLICHEN STOLLEN ungefähr 10 m vom EINGANG, habe ich bei geschlossenen Türen 1,8 und 6,1 m/min bei geöffneter Türe 10 und 12 m/min gemessen. In der HALLE war bei geschlossener Türe schon keine Bewegung, aber bei geöffneter Türe habe ich 3,2 m/min gemessen. In den anderen Höhlungen war weder bei geöffneter, noch bei geschlossener Türe Luftbewegung. Diese Messungen beziehen sich auf horizontale Bewegung.

Nämlich ist in den Höhlen — im Gegenteil zur horizontaler Bewegung, welche nicht nachweisbar ist — vertikale Bewegung mit Instrumenten zu beobachten, deren Angaben die folgenden sind: in der HALLE 2,4, im NORDLICHTSAAL 0,2–0,7 im HERZSAAL 1,6, im TRAUERWEIDENSAAL 6,9, und im TROPFSTEINSAAL 2,5 m/min. Also war die stärkste vertikale Bewegung im TRAUERWEIDENSAAL, die schwächste im NORDLICHTSAAL. In der TREPPENKRÜMMUNG DES KÜNSTLICHEN GANGES neben der HERZHÖHLE ist ein Loch mit 20 cm Durchmesser zu weiteren Gängen, in dieser Öffnung habe ich 5,2–7,8 m/min, weiter in einer 50 cm Öffnung, welche vom TROPFSTEINSAAL zur HÖHLE führt, 3,1–5,1 m/min vertikale Bewegung gemessen. Diese vertikale Bewegung wird von der Saugenwirkung der vielen kleineren, die Kalktuffhöhle charakterisierenden Höhlen verursacht.

Beim Besuch der Höhle brennen im NORDLICHTSAAL 3, im HERZSAAL 5, im TROPFSTEINSAAL 6 usw. 100–100 W Leuchter. Das Mikroklima der Höhle wird in gewissem Masse von diesen Reflektoren beeinflusst und sie wirken bei der vertikalen Luftbewegung auch mit.

## Zusammenfassung

In meiner Abhandlung habe ich versucht, das Mikroklima der Höhlen von LILLAFÜRED bekannt zu machen. Meine Untersuchungen richteten sich vor allem auf die Temperatur, die Luftfeuchtigkeit und die Veränderungen der Luftbewegung. Um die in den Höhlen herrschenden Mikroklimaverhältnisse besser darzustellen, habe ich zuerst die Mikroklimaverhältnisse im östlichen Gebiete des BÜKK-GEIRGES beschrieben.

Die ISTVÁN-HÖHLE und die FORRÁS-HÖHLE sind von den äusseren oberflächlichen Klimaeinwirkungen durch dicke Felsmassen getrennt und infolgedessen haben sich in diesen Höhlen ganz verschiedene Mikroklimaverhältnisse ausgebildet.

Die ISTVÁN-HÖHLE VON LILLAFÜRED kann vom mikroklimatischen Gesichtspunkte aus *in drei Zonen geteilt* werden: I. Zone: der äusserste Teil, der künstliche Stollen zwischen dem EINGANG der Höhle und dem SCHACHT. Die Temperatur, die Feuchtigkeit und die Luftbewegung sind hier von der äusseren Schwankung abhängig. II. Zone: die Strecke vom GROSSEN SAAL bis zur BASTEI. Hier kann eine jahreszeitliche langsame Erwärmung bzw. Abkühlung vom äusseren jahreszeitlichen Gang abhängig beobachtet werden. III. Zone: die Strecke zwischen der Bastei und dem Ende der Höhle. In diesem Abschnitt zeigen die Werte der Temperatur und der Feuchtigkeit nur sehr geringe Schwankungen.

In der FORRÁS-KALKTUFFHÖHLE können wegen ihrer Struktur nur *zwei Zonen* unterschieden werden.

Wenn wir ein vollständiges Bild vom Mikroklima der Höhle geben wollen, müssen wir weitere Beobachtungen durchführen. Diese Abhandlung kann nur als Grundlage zur weiteren Forschungsarbeit dienen. Jedenfalls habe ich versucht, einen Überblick über das Mikroklima und die Eigentümlichkeiten der Höhlen zu geben.

#### LITERATUR

ERDEY, Gy.: Bükk. Budapest 1932.

Időjárási napijelentések. (Tägliche Wetterberichte.) Országos Meteorológiai Intézet, Budapest 1960, 1961.

JAKUCS, L.: Felfedező úton a föld alatt. Budapest 1959.

KADIC, O.: Az 1913. évben végzett barlangkutatásaim eredményei. — Barlangkutatás, Bd. II., Budapest 1914.

KESSLER, H. und MEGAY, G.: Lillafüred barlangjai. Miskolc 1961.

KESSLER, H.: A lillafüredi Anna-barlang forrása. — Hidrológiai közlöny, 33, Nr. 1—2, 1953.

LÁNG, S.: Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. — Hidrológiai Közlöny, 34, Nr. 1—2, 1954.

WAGNER, R.: Mikroklimatárségek és térképezésük. — Földrajzi Közlemények, 80, Nr. 2, 1956.



## ANGABEN ZUM MIKROKLIMA DES GEBIETS „FORRÁS” VON PÓTHARASZT

von

J. BOROS

Die Mikroklimauntersuchungen des Klimatologischen Instituts der Universität von SZEGED im Wald von PÓTHARASZT fanden im Juli 1960 statt. Das Naturschutzgebiet des Waldes liegt 8 km W von MONOR. Seine charakteristische Pflanzenwelt regte uns an, neben seinen botanischen Verhältnissen auch sein Klimat zu untersuchen.

### Allgemeine Charakterisierung des Gebiets

W von der Linie PESTLÖRINC—VECSÉS—MONOR—CEGLÉD—ALPÁR befindet sich das Obere Pliozän- und Pleistozänbett, das Überschwemmungsgebiet der Donau. Das Gebiet ist durch die ehemaligen Seitenarme bzw. toten Arme des Flusses zerstückelt. Flussanschwemmung und Löss haben sich auf das Gebiet abgelagert, aber sie bilden keine einheitliche Decke, sondern ändern sich sowohl horizontal als auch vertikal. Für die Entstehung der Tribsandformen in unserem Untersuchungsgebiet gibt Pécsi eine Erklärung (1). Seiner Ansicht nach wurden die in der Umgebung von ÓCSA SOROKSÁR bis dahin abgelagerten Sedimente am Ende des Pleistozän von kalkigem Schlamm bedeckt. Wo der Schlamm abgetragen oder durch die Laune des Flusses nicht abgelagert wurde, kam der Sand an die Oberfläche und die heutigen Sandformen sind durch Deflation entstanden. Das Terrain ist abwechslungsreich. Neben den Seitenarmen ist es auch von niedrigen Terrasseninseln, kleinen Hochwasserfreien Flecken gegliedert. Charakteristisch sind die in organogener Auffüllung befindlichen torfigen, sumpfigen Vertiefungen. Im Gebiet des Waldes von PÓTHARASZT ist der durch Beforstung grossenteils schon gebundene Tribsand vorherrschend. Nach der Klimabezirksaufteilung von József K a k a s (5) gehört das Gebiet noch in die Zone zwischen den Bezirken  $A_2$  und  $A_4$ : es ist warm mit mässig trockenen und mässig heissen Sommern.

Das Vegetationsbild des untersuchten Gebiets wird neben dem Klima vor allem von der Ausbreitung des Wassers und des Oberflächensandes bestimmt. So ist das Vegetationsbild im allgemeinen Tiefebenen — bzw. Donau-Theiss Zwischenlandstyps. Heute schon wird das Gebiet mit Ausnahme einiger natürlicher Flecke bestellt. Kaum eine Spur der torfigen, sumpfigen Wiesenmoore ist zurückgeblieben.

Die Beobachtungen wurden am W — Teil des Waldes durchgeführt, den die dortige Bewohnerschaft „QUELLE“ („FORRÁS“) nennt. Dies ist ein vertieftes, flaches Terrain, wahrscheinlich durch Windabblasen entstanden. Seine Länge beträgt 350—400 m, seine Breite 80—110 m; sein Niveauunterschied, verglichen mit der Umgebung übertrifft nirgendwo 2,5 m. Es ist periodisch von Wasser bedeckt, aber auch in der Trockenperiode ist das Niveau des Grundwassers hoch. So konnte eine eigenartige Vegetation in der Mitte des trockenen, sandigen Waldes sich in natürliche, gut differenzierte Substrate entwickeln. Die Vegetation besteht im tiefsten Teil der vom Wind gemachten Vertiefung aus sehr dichtem, mehr als zwei Meter hohem, ungangbarem *Brennessel-Röhricht-Bestand* (SCIRPETO-PHRAGMITETUM), im seichterem Uferbereich aus *Riedgraswiese* (MAGNOCARICION). Letztere wird als Heuwiese gebraucht und zur Zeit unserer Ankunft war sie in Stoppelzustand. Am steileren Nordhang befinden sich ein *Eichenwald mit Maiblumen* (CONVALLARIO-QUERCETUM ROBORIS) und ein Auenwald mit Pappeln. (Espen). Der *Brennessel-Röhricht-Bestand* und die *Riedgraswiese* spielen eine grosse Rolle in der organogenen Auffüllung der Vertiefung. Ihre üppige Vegetation und die periodische Wasserbedeckung begünstigen die organoische Verwesung sowie die Bildung von Torf und Humus.

An mehreren Stellen nahmen wir Proben, um die Struktur des Bodens zu untersuchen.

Die Ergebnisse der Probe auf der Riedgraswiese:

- 0—20 cm Trof mit feinkörnigem Sand
- 20—40 cm stark mit Humus gemischter Wiesenlehm, grossenteils aus feinkörniger Fraktion, mit Molluskenarten die auf periodische Wasserbedeckung deuten (*Succinea oblonga*, *Anisus spirorbis*, *Galba truncatula*, *Scodula tridens*, usw.)
- 70—100 cm leicht mit Humus gemischter, aus Löss entstandener Lehm, der graduell sandig wird
- von 110 cm ab erscheint der im Gebiet vorherrschende feinkörnige Sand.

Die im *Brennessel-Röhricht-Bestand* genommene Probenreihe zeigt dasselbe Bild mit dem Unterschied, dass der Torf und seine auf periodische Wasserbedeckung deutende Molluskenfauna viel reicher sind.

Die obere Bodenschicht des *Eichenwaldes* und des *Auenwaldes* ist dunkelbrauner, mit Humus gemischter Sand; die Quantität des Humus nimmt mit der Tiefe ab; von 80—100 cm ab ist der Sand hellfarbig und in 170 cm kommt wieder eine Humusschicht.

Bei den Messungen wurden folgende Instrumente gebraucht: elektrisches Widerstandsthermometer WAGNER—GALYAS Typs, Quecksilberthermometer, Schalenanemometer, Anemoskop, Assmannscher Aspirationspsychrometer, Hellmannscher Niederschlagsmesser, Radiationsminimumthermometer.

Die Stationen wurden auf einer N—S-Linie in allen vier Pflanzengesellschaften errichtet mit den folgenden Instrumenten:

#### I. Riedgraswiese:

- Elektrisches Luftthermometer in 10, 50 und 150 cm.
- Bodenthermometer in 2, 5, 10, 20 und 30 cm.
- Aspirationspsychrometer in 10 und 150 cm.
- Schalenwindmesser, Anemoskop in 1 m.
- Radiationsminimumthermometer.
- Niederschlagsmesser.



## II. Brennessel-Röhricht-Bestand:

Elektrisches Luftthermometer in 10, 150 und 300 cm.

Bodenthermometer in 2, 5, 10, 20 und 30 cm.

Aspirationspsychrometer in 10 und 150 cm.

Schalenanemometer und Anemoskop in 1 m.

Radiationsminimumthermometer.

## III. Eichenwald mit Maiblumen:

Elektrisches Luftthermometer in 10, 150, 300, 500 und 700 cm.

Radiationsminimumthermometer.

## IV. Auenwald mit Pappeln (Esen):

Elektrisches Luftthermometer in 10, 150 und 300 cm.

Radiationsminimumthermometer.

Niederschlagsmesser.

Abb. 1. zeigt die Anordnung der Stationen und die Abstände zwischen ihnen.

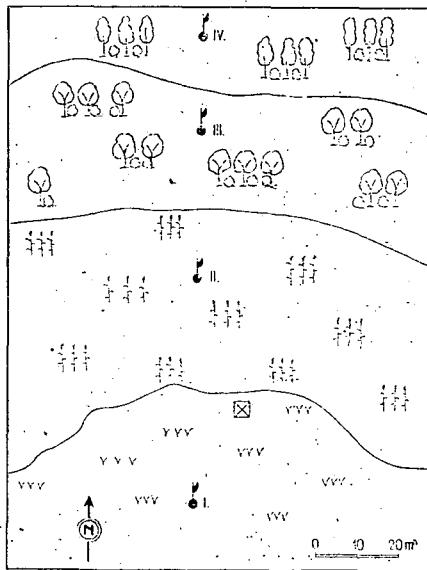


Abb. 1.

## Das Wetter in der Beobachtungsperiode .

Am 15. Juli erreichte die Kältefront des schottländischen barometrischen Minimums das Gebiet der ALPEN und zum 16. drang sie in unser Land ein, aber erreichte unser Untersuchungsgebiet nicht. Am 17. bildete sich ein sekundäres barometrisches Minimum aus mit einem Mittelpunkt in der SÜDLICHEN UNGARISCHEN TIEFEBENE, wovon eine Wärme-front nach N und eine Kälte-front nach S ausging. Zum 18. löste sich dieser Zyklon auf und ein Hochdruckrücken

eroberte das ganze Land. Zum 19. wurde der Antizyklon stärker, was starke Einstrahlung und hohe Temperaturmaxima zur Folge hatte. Am 20. drang die Kältefront des skandinavischen Minimums in TRANS-DANUBIEN ein und erreichte unser Gebiet am 21. Ihre Wirkung offenbarte sich in starker Abkühlung, Gewittern und reichlichem Niederschlag. (3.), (4.).

Am 17. war der Himmel den ganzen Tag völlig bedeckt, besonders mit Cu, Ac, Ci und Cs — Wolken. Nach 21 Uhr begann die Auflösung der Wolkendecke und um 23 Uhr war es schon ganz klar. Der Tagesgang wurde um 12 Uhr durch die Wirkung eines fernen Gewitters gestört, was einen leichten Sprühregen und Temperatursenkung hervorrief. Während des ganzen Tages wehte der Wind aus N, NW, W Richtungen, durchschnittlich mit einer Geschwindigkeit von 30–110 m/min. Bis zum 18.–20. Juli begann der Aufzug der Wolken nach klaren Nächten um 8–10 Uhr besonders in Cu, am Nachmittag besonders in Cu und Ac Form. Der Bedeckungsgrad war im allgemeinen 5/10, aber auch maximal überschritt sie den Grad 8/10 nur bei zwei Beobachtungen am 19. Die Wolkendecke löste sich zwischen 18–20 Uhr auf. Der Zenit war am Vormittag durch Cu-Bildung charakterisiert. Am 18. wehte vorwiegend ein S, SW — Wind von 8 bis 17 Uhr mit einer Geschwindigkeit von 60–100 m/min. Am 19. wehte ein ähnlicher Wind zwischen 11–14 Uhr. Am 20. war die Richtung des Windes E und S, seine Stärke 40–100 m/min und der Wind wehte von 9 bis 15 Uhr. In der Nacht zum 21. erschien die Bewölkung zwischen 0–1 Uhr und erreichte 10 Grad während des Vormittags. Die Windrichtung änderte sich zu W, und um 12 Uhr brachte der Wind ein heftiges Gewitter mit einem Niederschlag von 60,9 mm.

Jede Nacht beobachteten wir Tau und mit Ausnahme des 21. Bodennebel, der sich um Sonnenaufgang schnell auflöste.

In der Beobachtungsperiode waren, mit Ausnahme des ersten und des letzten Tages, antizyklonale Lage, starke Einstrahlung, geringe, vormittägliche Bewölkung und schwacher Wind vorherrschend und die Temperaturwerte entsprechen den durchschnittlichen Juliwerten. So sind der 18., der 19. und der 20. für Bearbeitung geeignete Tage.

### Der tägliche Gang der Lufttemperatur

Auf der Riedgraswiese ab 22 Uhr der Nacht zum 19. als es ganz klar wurde, bildete sich Tau und ab 2<sup>h</sup>5<sup>m</sup> auch Bodennebel, der bis Sonnenaufgang erhalten blieb. In dieser Periode kühlte sich die Luft über der Riedgraswiese stark ab. Zwischen 2<sup>h</sup>30<sup>m</sup> und 3<sup>h</sup>30<sup>m</sup> sank die Lufttemperatur in 10 cm unter 10,0°C, im Extremwert auf 9,1°C. In 50 cm war die Temperatur um 3,0°C höher und in 150 cm kam sie nahe an 13,0°C. Also war die Anhäufung der Kaltluft im unteren 50 cm am intensivsten. Der Temperaturunterschied zwischen 10 und 50 cm war zu dieser Zeit am grössten: 2,5–2,8°C. Dies ist der Offenheit des Geländes zuzuschreiben, da dort nichts die Ausstrahlung hinderte. (Abb. 2.).

Der Anstieg der Temperatur — wenn auch Langsam begann — schon vor Sonnenaufgang, und um 4<sup>h</sup>45<sup>m</sup> als das Gebiet direkte Sonnenstrahlung bekam, stieg die Temperatur schnell an und schon nach einer Stunde fand die für den Tag charakteristische vertikale Anordnung der Temperatur statt; die Luft wurde zwischen den Messungshöhen in 10 cm am wärmsten. Der schnelle

Temperaturanstieg dauerte bis 8 Uhr; nachdem änderte sich die Lufttemperatur — vom beginnenden Wind und von der Bewölkung abhängig — ein sehr veränderliches Bild. Der Temperaturunterschied zwischen zwei Beobachtungszeit-

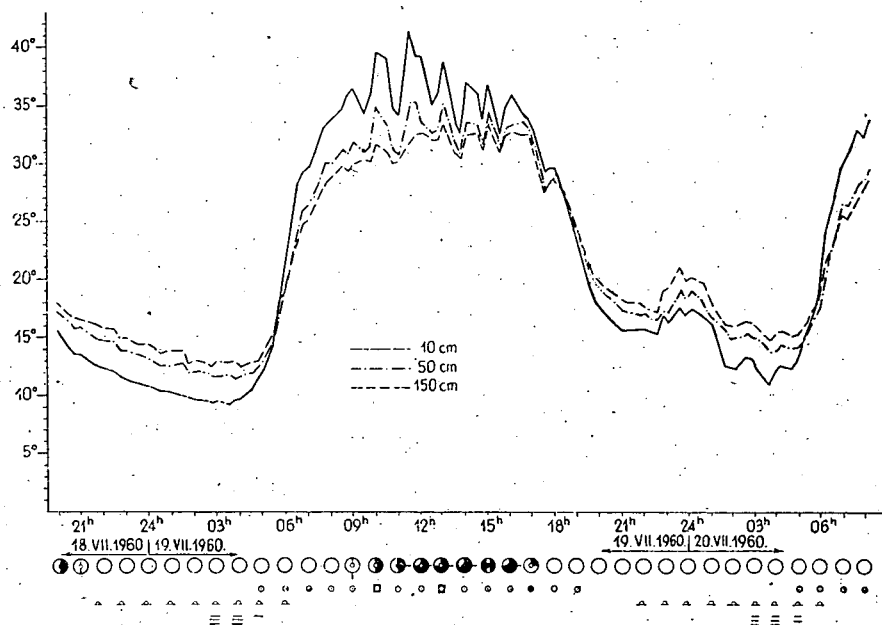


Abb. 2.

punkten betrug in 10 cm sogar  $6,0^{\circ}\text{C}$ . Ebenso veränderlich war der Temperaturgang in 50 und 150 cm, aber mit geringeren Amplituden. Dem  $6,0^{\circ}\text{C}$  gegenüber betrugen hier die Schwankungen nur  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$  und in 150 cm überstiegen sie kaum  $2,0^{\circ}\text{C}$ .

Bei Tag — von 8 Uhr bis 17 Uhr — erfolgte diese schnelle Temperaturschwankung immer und in allen Niveaus über  $30,0^{\circ}\text{C}$ . Die grössten Unterschiede zwischen 10 und 50 cm überschritten  $5,0^{\circ}\text{C}$  mehrere Male, während der Unterschied zwischen 50 und 150 cm nur 1–2, zufälligerweise  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  betrug.

Nach 18 Uhr erfolgte eine schnelle Temperaturveränderung. Gegenüber der verminderten Einstrahlung nahm die Ausstrahlung an — weil der Himmel ganz klar wurde — und um  $18^{\text{h}}30^{\text{m}}$  setzte eine vertikale Temperaturinversion ein, nach der die Temperaturschichtung der Luft zum nächtlichen Zustand zurückkehrte. Der Tau erfolgte um 22 Uhr, obwohl infolge der starken täglichen Erwärmung die Temperatur überall über  $16,0^{\circ}\text{C}$  war.

Eine interessante Erscheinung konnte nach 22 Uhr beobachtet werden, als im abendlichen Abkühlungsgang bei ganz heiterem, windstillem Wetter ein Temperaturanstieg von  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  in allen Niveaus erfolgte und diese Temperaturhöhe erst um  $1^{\text{h}}30^{\text{m}}$  in den ursprünglichen Abkühlungsprozess zurückkehrte. Diese Erscheinung wurde schon von Wagner beobachtet, der sie, ohne ihre Ursachen festzustellen, „abendliches Kleinmaximum“ nannte. (8.)

Diese Erscheinung tritt immer nur nach vorwiegend heiteren Tagen auf, und nur wenn die Temperatur der Luft hoch war.

Das abendliche Kleinmaximum konnten wir jeden Tag beobachten, aber es entwickelte sich am auffallendsten an diesem Tag. Der weitere Gang der Abkühlung war dem des vorigen Tages ganz ähnlich mit dem Unterschied, dass die Temperaturwerte höher waren:

10 cm	11,0°C
50 cm	13,8°C
150 cm	14,9°C

Für den täglichen Gang ist es im allgemeinen charakteristisch, dass die Temperatur vier Stunden nach dem Frühmorgenmaximum schon über 30,0°C steigt und mit den oben beschriebenen Schwankungen in diesem Niveau bleibt. Die abendliche Abkühlung, ähnlich wie die morgendliche Erwärmung, ist ganz schnell bis das abendliche Kleinmaximum erfolgt.

Die Extremwerte der Temperatur in °C  
am 19.

	Min.	Max.	$\Delta$ Max.—Min.
10 cm	9,1	42,0	32,9
50 cm	11,4	35,8	24,4
150 cm	12,4	33,8	21,4

Der Temperaturgang des *Brennessel-Röhricht-Bestandes* ist etwas gleichmässiger. Die nächtliche gleichmässige Abkühlung bis zum Morgen des 19. erreichte nur 11,7°C in 10 cm. Diesem Gang folgt mit einer Abweichung von 0,2–0,3°C die Lufttemperatur des Blätterniveaus (150 cm). Die Temperaturverteilung im unteren 150 cm ist also gleichmässig mindestens während der Nacht. In einer Periode der vormittäglichen Erwärmung — ab 5<sup>h</sup>45<sup>m</sup> — übernimmt das Blätterniveau des Röhrichts die Rolle der aktiven Oberfläche und bis zu den Mittagsstunden — präziser bis 11<sup>h</sup>30<sup>m</sup> — ist die Temperatur hier immer höher als innerhalb des Röhrichts. (Abb. 3.) Die Ursache davon ist, dass der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen in den Frühmorgenstunden noch klein ist und so die Blätterzone des Röhrichts über dem darunter befindlichen Bestand eine kompakte beschattende Schicht bildet. In den Mittagsstunden dringen schon die unter grossem Winkel einfallenden Sonnenstrahlen auch in die unteren Schichten der Vegetation ein und so wird die aktive Oberfläche ab 11<sup>h</sup>30<sup>m</sup> bis 13<sup>h</sup>45<sup>m</sup> im 0–10 cm Niveau sein. Bis 16 Uhr — wenn die Abkühlung beginnt — wiederholt sich der vormittägliche Gang.

Die ins Röhricht direkt eindringende Strahlung der Mittagsstunden begünstigt die kräftige Entwicklung des Brennesselbestandes. Die Tatsache, dass das Blätterniveau des Röhrichts in den Nachtstunden nicht die Rolle der aktiven Oberfläche nimmt, kann dadurch erklärt werden, dass die Blätterzone keine völlig geschlossene Schicht bildet (das beweist auch das Eindringen der unter grossem Winkel fallenden Sonnenstrahlen) und darum lässt sie der nächtlichen Ausstrahlung freien Weg wenn sie sie auch ermässigt.

Auch im *Brennessel-Röhricht-Bestand* kann das abendliche Kleinmaximum erkannt werden; sein Wert erreicht 1–2,0°C.

Im allgemeinen ist es charakteristisch für den *Brennessel-Röhricht-Bestand*, dass die Amplitude der täglichen Temperaturschwankung kleiner ist als auf der Riedgraswiese; der Gang der Erwärmung und Abkühlung ist auch gleichmässiger.

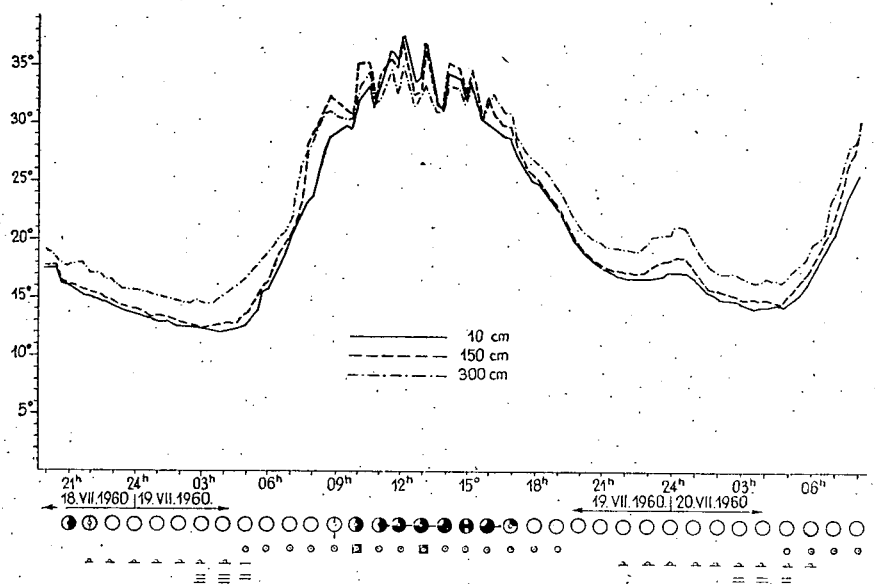


Abb. 3.

Die Extremwerte der Temperatur in °C  
am 19.

	Min.	Max.	$\Delta$ Max.—Min.
10 cm	11,7	37,8	26,1
150 cm	12,2	37,2	25,0
300 cm	14,3	35,2	20,9

Ganz verschiedenen Charakter zeigt der Temperaturgang des *Eichenwaldes mit Maiblumen*, Trotzdem dass es uns gelang, hier in 7 m Höhe Beobachtungen auszuführen, waren die angebrachten Thermometer nur zur Messung des Waldbestandes selbst geeignet. Das in 7 m Höhe angebrachte Thermometer reichte nicht über die Laubkrone. Folglich zeigen die Temperaturgraphikons (Abb. 4.), dass es infolge der Beschattung immer in der Bodennähe, in 10 cm, bei Tag sowie bei Nacht, am kühlsen war. Die Temperatur des untersten Niveaus wird wahrscheinlich von der Abkühlung des Luftraumes der *Riedgraswiese* und des *Brennessel-Röhricht-Bestandes* bestimmt, um so mehr, weil es hier auch in der Bodentemperatur gewiss keine bedeutende Schwankungen gab. Bei Nacht finden wir die höchsten Temperaturwerte gewöhnlich im 7 m- Niveau, was darauf deutet, dass die aktive Oberfläche vermutlich wirklich in der Zone der Laubkrone war, und die obere Schicht der Laubkrone dieses 7 m-Niveau

vor der Abkühlung beschützte. Die Angaben des in 5 m angebrachten Thermometers sind gestört; der Fehler muss im Thermometer sein. Die Schichtung der Temperatur ist also bei Tag und bei Nacht beinahe gleich; sie zeigt also die Verhältnisse eines gänzlich abhängigen Mikroklimas.

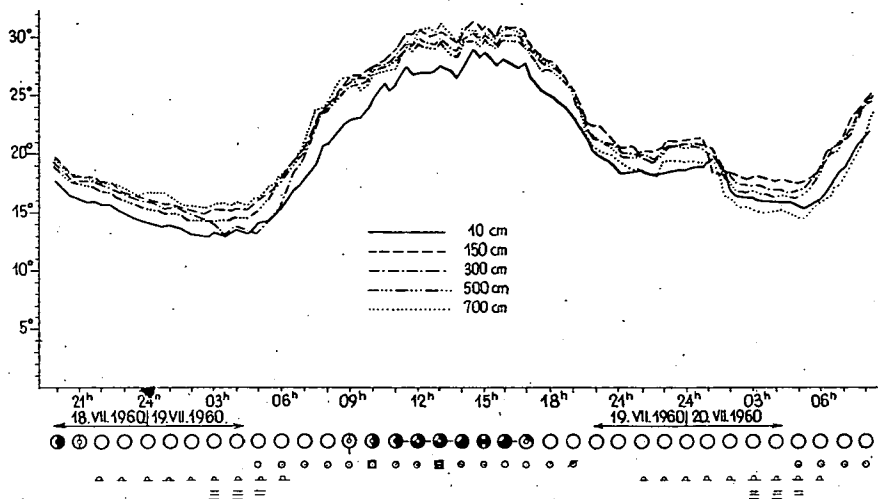


Abb. 4.

Für den allgemeinen Temperaturgang des Substrates ist es also charakteristisch, dass die Extremwerte sich in engen Grenzen bewegen, die Erwärmung und die Abkühlung langsam sind, und die durch äussere Einwirkungen hervorgerufenen Schwankungen 1,0–1,5°C nicht überschreiten.

Die Extremwerte der Temperatur in °C  
am 19.

	Min.	Max.	$\Delta$ Max.—Min.
10 cm	12,7	28,9	16,2
150 cm	14,7	31,4	16,7
300 cm	12,8	30,2	17,4
500 cm			
700 cm	15,2	31,1	15,9

Der Auenwald mit Pappeln (Esen) ist bei Nacht am mildesten und bei Tag am kühlgsten. Im ganzen Untersuchungsfeld sind also die Temperaturschwankungen hier am kleinsten. (Abb. 5.). Das thermometer zeigte die tiefsten Temperaturen, immer in 10 cm zwischen den Messungshöhen. Bei Nacht kühlt sich die Luft nur auf 14,0°C ab, bei Tag dagegen überschreitet die Temperatur 27,0°C nur einige Male. Die Temperatur der 150 cm — Luftschicht verläuft bei Nacht parallel mit der der 10 cm-Schicht, aber sie ist um 1,0°C wärmer als die letztere. Bei Tag dagegen ist sie um 2,0–2,5°C wärmer als die Temperatur der 10 cm-Schicht. Es ist interessant, dass das 300 cm-Ther-

momenter bei Nacht die gleiche Temperatur zeigt wie die der 10 cm-Schicht; der Unterschied ist  $\pm 0,1-0,2^{\circ}\text{C}$  was dem erlaubten Messfehler entspricht. Zwischen 5–6 Uhr übernimmt sie die Temperatur der 150 cm-Schicht und geht zusammen mit ihr bis 18 Uhr. Dieser eigenartige Gang aber lässt uns

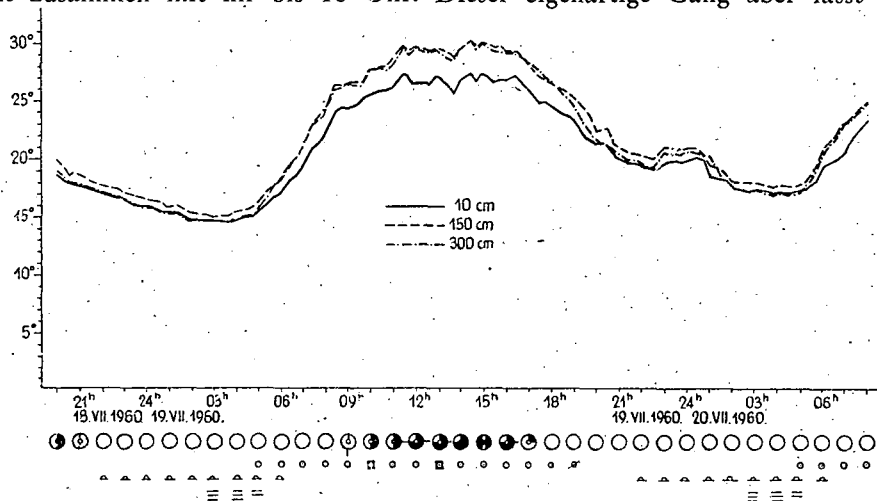


Abb. 5.

denken, dass die wirklichen Werte der Bestandtemperatur durch das 150 cm-Niveau vertreten werden. Bei Nacht kommt das Laubwerk des Auenwaldes nicht in direkte Verbindung mit den bodennahen Schichten gleicher Temperatur, sondern die Luft kühlt sich in der Laubzone im gleichen Masse ab wie nahe dem Boden. Bei Tag erwärmt sich die Laubzone schnell und es ist wahrscheinlich, dass ihre Temperatur mit der Temperatur des Sträucherniveaus (150 cm) des Auenwaldes nicht nur identisch wird, sondern damit auch eine Schicht bildet.

Dass die Temperatur der 10 cm-Zone immer am tiefsten ist kann dadurch erklärt werden, dass die Laubzone und die Sträucherzone des Auenwaldes gleichartig eine aktive Oberfläche bilden und so der untersten Zone des Waldes zweifachen Schutz gegen die Einstrahlung bieten.

Für den Lufttemperaturgang des Auenwaldes sind also langsame und mässige Erwärmung und Abkühlung, gleichmässiger Gang charakteristisch und das, dass die Temperatur des ganzen Waldes von der Bodenoberfläche zur Laubkrone einheitlich genug ist. In der Periode unserer Beobachtungen überschritt der Unterschied zwischen den einzelnen Niveaus während des ganzen Tages nicht  $3,0^{\circ}\text{C}$ .

Die Extremwerte der Lufttemperatur in  $^{\circ}\text{C}$   
am 19.

	Min.	Max.	$\Delta$ Max.—Min.
10 cm	14,4	27,4	13,0
150 cm	15,0	30,1	15,1
300 cm	14,4	30,0	15,6

## Die Bodentemperatur

Die Bodentemperaturmessungen wurden auf der *Riedgraswiese* und im *Brennessel-Röhrlicht-Bestand* in 2, 5, 10, 20 und 30 cm Tiefe mit Quecksilberthermometern, stundenweise abgelesen, ausgeführt.

In der Bodenstruktur der beiden in unserem Untersuchungsfeld aufgestellten Stationen fanden wir keinen grossen Unterschied. Darum sollte man bei der Untersuchung des Wärmeaustauschs des Bodens besonders die Pflanzendecke in Betracht ziehen, die ein Faktor ist der in der Bodentemperatur der beiden Stationen einen wesentlichen Unterschied verursacht. Diese Wirkung zeigt sich charakteristisch in den Extremwerten der Bodentemperatur.

### Die Extremwerte der Bodentemperatur

Auf der *Riedgraswiese* treten die Minima in allen Tiefen an drei Tagen in regelmässigen Abständen auf: in 2 cm um 05 Uhr, in 5 cm um 06 Uhr, in 10 cm um 09 Uhr. Wegen der geringen Schwankungen während des Tages und weil diese Messungen nur stundenweise ausgeführt wurden, konnten sie in 20 und 30 cm Tiefe nicht genau festgestellt werden. Auch der Unterschied zwischen den Minimumtemperaturen der einzelnen Schichten ist beinahe konstant:

	am 18.	am 19.	am 20.
$\Delta T_2 - T_5$	2,5°C	2,1°C	2,5°C
$\Delta T_5 - T_{10}$	1,4°C	1,4°C	1,0°C

Im *Brennessel-Röhrlicht-Bestand* ist die Lage ähnlich, aber zur Zeit der Erreichung der Minima erfolgt hier eine Verschiebung im Vergleich zu den gleichen Tiefen der *Riedgraswiese*, was auf die Beschattungswirkung der Vegetation zurückzuführen ist. Zur Zeit des Eintritts der Minima finden wir im Vergleich damit eine Verschiebung von zwei Stunden: in 2 cm 7 Uhr, in 5 cm 8 Uhr, in 10 cm 9 Uhr. Die Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Schichten sind auch viel geringer:

	am 18.	am 19.	am 20.
$\Delta T_2 - T_5$	0,5°C	0,5°C	0,4°C
$\Delta T_5 - T_{10}$	0,4°C	0,3°C	0,1°C

Im *Brennessel-Röhrlicht-Bestand* sind die Werte der Minima höher als auf der *Riedgraswiese*, was beweist, dass der dichte Bestand des Röhrlichts eine isolierende Rolle spielt; er verhindert eine stärkere nächtliche Ausstrahlung. Der Unterschied ist in 2 cm am grössten: 1,7–2,0°C.



Die Bodentemperaturminima auf der *Riedgraswiese* und im *Brennessel-Röhricht-Bestand* in °C:

		am 18.	am 19.	am 20.
Riedgraswiese	2 cm	13,5°C	14,7°C	15,4°C
	5 cm	16,0	16,8	16,9
	10 cm	17,4	18,2	18,9
	20 cm	17,2	17,5	18,3
Brennessel-Röhricht-Bestand	2 cm	15,4	16,4	17,4
	5 cm	15,9	16,9	17,8
	10 cm	16,3	17,2	17,8

Die Maxima treten in identischen Schichten der beiden Stationen gleichzeitig auf: in 2 cm um 14 Uhr, in 5 cm um 16 Uhr, in 10 cm um 18 Uhr.

Die Vegetation des *Brennessel-Röhricht-Bestandes* spielt eine grosse Rolle in der Erwärmung des Bodens, weil sie den Boden während der Sonnenstrahlung lange Zeit beschattet. So ist es verständlich, dass zur gleichen Zeit in der 2 cm — Schicht der beiden Stationen auch Temperaturunterschiede von 10—12,0°C vorkommen.

Bodentemperaturmaxima auf der *Riedgraswiese* und im *Brennessel-Röhricht-Bestand* in °C

		am 18.	am 19.	am 20.
Riedgraswiese	2 cm	33,0°C	32,7°C	33,6°C
	5 cm	24,6	25,0	25,6
	10 cm	21,0	21,5	22,0
	20 cm	19,0	19,5	20,0
Brennessel-Röhricht-Bestand	2 cm	22,2	22,1	22,9
	5 cm	20,9	21,7	22,5
	10 cm	19,2	19,9	20,9

Unmittelbar nach Sonnenuntergang — ab 5 Uhr, — auf der *Riedgraswiese* beginnt der Anstieg der Temperatur schnell genug in 2 cm Tiefe, so dass zwischen 7—8 Uhr diese Schicht am wärmsten ist. Der gleichmässige Temperaturanstieg dauert bis ungefähr 11—12 Uhr, dann wird er von der Bewölkung abhängig langsamer, dann nach dem Maximum um 14 Uhr beginnt die Abnahme der Temperatur. Wegen der Offenheit des Geländes ist die Abkühlung ziemlich rasch und zwischen 20 Uhr und 21 Uhr wird es kälter als die 5 cm — Schicht. Dann wird der Abkühlungsvorgang langsamer, weil die Oberfläche aus den wärmeren tieferen Schichten Nachschub bekommt. Wenn wir das Graphikon des täglichen Ganges zeichnen, ist es einem gleichschenkligen Trapez sehr ähnlich. (Abb. 6.)

In 5 cm Tiefe ist der Temperaturgang viel ausgeglichener. Das Minimumwert ist hier um 1,8—2,5°C höher als im 2 cm — Niveau und das Minimum erfolgt hier ungefähr eine Stunde später. Die Erwärmung ist langsamer. Am 18. nach dem 06 Uhr-Minimum von 16,0°C um 09 Uhr ist hier die Temperatur nur 17,6°C und erreicht auch maximal nur 24,6°C, also um 8,4°C weniger als in 2 cm.

Der Unterschied des Maximums der 10 cm-Tiefe im Vergleich zur 5 cm schwankt zwischen 3,1–3,6°C an allen drei Tagen und das Maximum erfolgt spät um 18 Uhr.

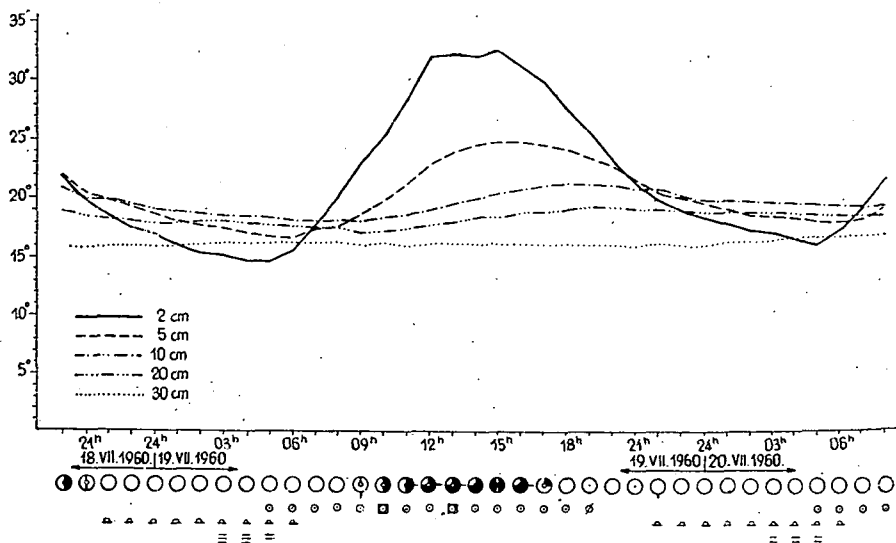


Abb. 6.

Die tägliche Schwankung des 20 cm – Niveaus ist zwischen 1,7–2,0°C; sie erreicht ihr Maximum und ihr Minimum zu pünktlich nicht bestimmaren Zeiten.

Die 30 cm – Schicht hat keinen merkbaren täglichen Gang. Während der fünftägigen Beobachtung wies er ansteigende Temperatur auf; die Temperatur stieg von 15,8°C auf 16,9°C. Während der ganzen Beobachtung war dies die kälteste Schicht; nur die Temperatur der 2 cm – Schicht sank noch tiefer im Laufe der nächtlichen Abkühlung.

Die Ursache des interessanten Temperaturganges ist in der Struktur des Bodens zu suchen. Die dicke, lockere, torfige Schicht ist ein sehr schlechter Wärmeleiter. Schlechte Wärmeleitung ist charakteristisch für die obere 20 cm – Schicht. Das 30 cm – Thermometer ist schon im Wiesenlehm, doch übt die torfige Schicht eine so starke isolierende Wirkung aus, dass diese verhältnismässig nicht tief liegende Schicht trotz der starken Einstrahlung im täglichen Wärmeaustausch keine aktive Rolle spielt. Die Bodenoberfläche ist ein guter Wärmeabsorber; dies ist die Ursache der starken Erwärmung der oberflächennahen 2 cm – Schicht.

Im Brennessel-Röhrich-Bestand ist die Bodenstruktur ähnlich. Es ist charakteristisch, dass die Vertorfung und Humusbildung intensiver ist als auf der Riedgraswiese. Die Ursache davon ist die grössere Menge von pflanzlichem Stoff, die in den Boden gerät, und die häufigere Wasserbedeckung. Dazu kommt noch eine üppige Pflanzendecke, die den Tagesgang, den wir auf der Riedgraswiese erkannt haben, bedeutend verändert.

In *Brennessel-Röhricht-Bestand* erreicht die 2 cm — Schicht ihr Minimum um 07 Uhr, also zwei Stunden später als auf der *Riedgraswiese*. In 5 cm ist die Lage ähnlich. Die Erwärmung beginnt zwar später, aber geht schnell vor sich: die Zeit der Maxima ist schon die gleiche an beiden Stationen. Die Ursache davon haben wir schon bei der Untersuchung der Lufttemperatur erörtert. Die Beschattung spielt eine wichtige Rolle; darum überschreitet das Maximum der 2 cm — Schicht 23,0°C nie. Auch bei der Ausstrahlung müssen wir mit der ermässigten Wirkung der Beschattung rechnen; so ist es verständlich, dass die Werte des Minimums trotz der um 10–12,0°C geringeren vormittäglichen Erwärmung die Werte der 2 cm — Schicht der *Riedgraswiese* nicht überschreiten. (Abb. 7.)

Die Beschattung beeinflusst die Temperatur der 5 cm — Schicht unmittelbar nicht, darum erwärmt sich diese genug von der aus den darüber liegenden

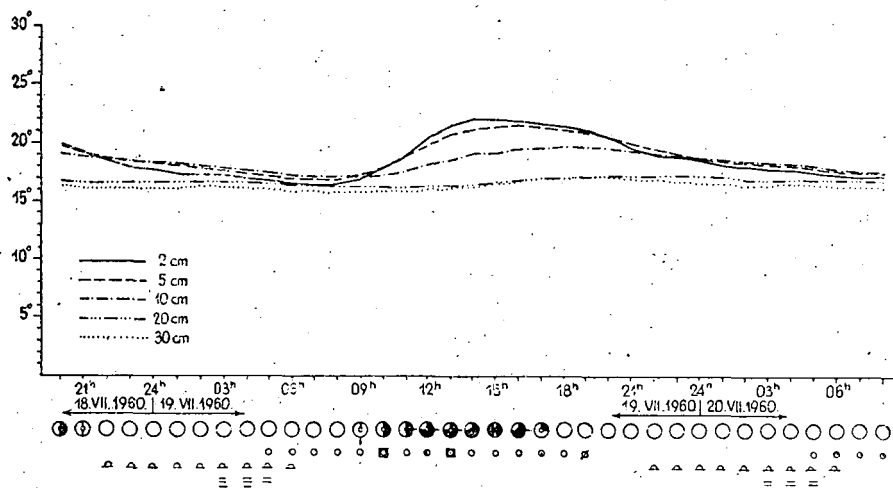


Abb. 7.

Schichten bekommenen Wärme, ihre Temperatur bleibt nur um 1,0–2,0°C unter der Temperatur der 2 cm — Schicht.

Die 10 cm — Schicht bekommt so wenig Wärme, dass die Schwankung ihrer Temperatur während des ganzen Tages sich zwischen 2,7–3,0°C bewegt und von der Temperatur der 5 cm — Schicht nur um 1,6–1,8°C abweicht.

Die 20 — und die 30 cm — Schichten bleiben immer am kältesten und ähnlich wie auf der *Riedgraswiese* zeigt die Temperatur auch hier eine steigende Tendenz.

Neben den Linien-Graphikons habe ich auch die Bodentemperaturisoplethen der zwei Stationen bereitet. Die aktiven Wärme — und kälteschichten [7.], der Gang der täglichen Erwärmung und Abkühlung nach der Tiefe, das Tempo der Erwärmung und Abkühlung, die Lage der einzelnen Schichten im täglichen Gang sind in Abb. 8 gut zu sehen. Man kann sehen, dass infolge der schlechten Wärmeleitung nur die obere 20 cm Schicht einen täglichen Temperaturgang hat. (Abb. 8.)

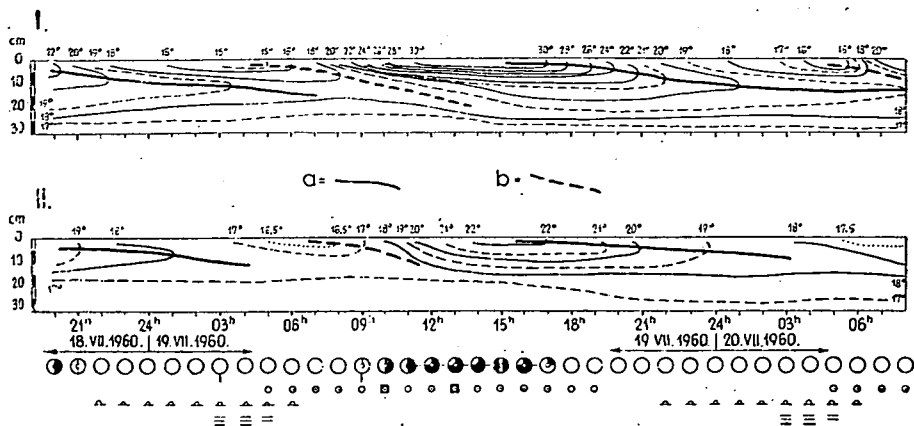


Abb. 8.

### Die Untersuchung der relativen Feuchtigkeit

Im Brennessel-Röhricht-Bestand und auf der Riedgraswiese führten wir stundenweise Messungen mit Assmannschen Aspirationspsychrometern in 10 und 150 cm Höhe aus.

Im allgemeinen ist es charakteristisch für beide Stationen, dass infolge des hohen Grundwasserniveaus und der starken Verdunstung der Vegetation die relative Feuchtigkeit auch trotz der intensiven Erwärmung immer hoch ist. Es kann dabei auch eine Rolle spielen, dass das Gelände im Vergleich mit der Umgebung tiefer ist, mit dichter Vegetation und dass es nur nach S offen liegt und so der Austausch der Luft durch den schwächeren Wind nicht gesichert ist. Bei Nacht ist die Luftfeuchtigkeit nahe an 100%. Bei Tag nimmt der relative Dunstgehalt auf der Riedgraswiese auf 40–42%, im Brennessel-Röhricht-Bestand durchschnittlich bis 50% ab.

Der hohe Dunstgehalt der Luft verursacht, dass zwar die nächtliche Abkühlung nicht stark ist, bildet sich Tau schon um 22 Uhr und Bodennebel in den Morgenstunden.

In der Abgrenzung der Mikroklimaräume spielt die Beschaffenheit der Unterschichten eine wichtige Rolle. Neben anderen identischen mikroklimagestaltenden Faktoren schafft die Verschiedenheit der Unterschichten verschiedene einzelne Mikroklimata. (6.)

Zwar haben wir hier unsere Forschungsergebnisse nur skizzenhaft mitgeteilt, kann die Rolle der verschiedenen Unterschichten prägnant erkannt werden. Auf den vier verschiedenen Unterschichten erhält die Pflanzenbedeckung eine entscheidende Rolle. Die einzelnen Pflanzengesellschaften fangen die Sonnenstrahlung in verschiedenem Masse auf, bzw. lassen sie in verschiedenem Masse durch, und dies bestimmt die Luft – und Bodentemperaturverhältnisse. Aber die Beschaffenheit des Bodens, die dicke torfige Schicht und das hohe Bodenwasserniveau bekommen auch eine Rolle in der Gestaltung von Mikroklimaräumen.

## Literatur

1. PÉCSI, M.: Budapest természeti képe. — Akadémiai Kiadó, Budapest 1958.
2. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. — Vieweg und Sohn, Braunschweig 1961.
3. Időjárási napijelentések. (Tägliche Wetterberichte.) Országos Meteorológiai Intézet, Budapest, Juli 1960.
4. JUHÁSZ, J.: Egy pótharaszti homokbucka hőmérsékleti viszonyai. — Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Szeged. 1961. In Manuskript.
5. KAKAS, J.: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. — Időjárás, 64, Nr. 6, 1960.
6. WAGNER, R.: Mikroklimatérsegek és térképezésük. — Földrajzi Közlemények, 80, Nr. 2, 1956.
7. WAGNER, R.: Adatok a Délkelet-Alföld mikroklimájához. — Földrajzi Értesítő, 5, Nr. 2, 1956.
8. WAGNER R.: Mikroklima kutatás a DK-Alföldön. Vorlesung. Bp. 16. X. 1953.



## DER TAGESGANG DER LUFTTEMPERATUR EINER DOLINE IM BÜKK-GEBIRGE

von

R. WAGNER

In den Jahren 1953–55 haben wir mehrere Wochen lang (Mai, Juli, August 1953, Mai, Juni, Juli, August 1954, Juli, August, September 1955) Mikroklimatemessungen auf der Karsthochebene des BÜKK-GEBIRGES im Gebiet von HOSSZÚRÉT (anders HOSSZÚMEZŐ genannt) und HOSSZÚBÉRC in der Fortsetzung des LUSTA-TALES durchgeführt. Diese Untersuchungen sollen als Teil der von Bálint Zólyomi organisierten komplexen Untersuchungen angesehen werden; darum war unser Ziel, die Eigentümlichkeiten des charakteristischen Mikroklimaraumes des W – E gelegenen Grates HOSSZÚBÉRC zu erforschen. Deshalb schnitten wir den Berg und teils den HOSSZÚBÉRC mit unseren Messinstrumenten in N – S Richtung.

### Das Mikroklima der Umgebung der Doline

Auf Grund unserer Messergebnisse haben wir eine Landkartenskizze von den verschiedenen Mikroklimaräumen von HOSSZÚBÉRC und HOSSZÚRÉT zusammengestellt. Bei der Verfertigung der Skizze haben wir durchweg die biözönologischen Aufnahmen von Bálint Zólyomi und Mitarbeitern gebraucht, weil es uns die Möglichkeit gab, die Ergebnisse unseres mikroklimatologischen Querschnitts auch geländemässig befriedigend darzustellen.

Hauptsächlich auf Grund unserer Untersuchungsergebnisse im BÜKK-GEBIRGE haben wir es versucht, die Mikroklimaräume zu klassifizieren. So haben wir die folgenden selbständigen Mikroklimaräume erster Grösse auf dem HOSSZÚBÉRC unterschieden:

- A. Das offene Gelände der Dolinenreihe
- B. Der Buchenwald des Nordhanges
- C. Der mit Linden und Eschen bedeckter Gipfel
- D. Der Buchenwald des Südhanges

Pflanzenwelt: A = Festucetum ovinae; Nardetum, B = Fagetum silvaticae-Typ Asperula, C = Tilio Fraxinetum, D = Fagetum silvaticae-Typ Melica uniflora, E = Fagetum silvaticae-Typ Carex pilosa. a = Festucetum ovinae, b = Fagetum silvaticae-Typ Mercurialis Aegopodium.

E. Der Buchenwald auf dem Südhang von NAGYKÖRIS (ein Berg parallel mit dem HOSSZÜBÉRC).

Innerhalb dieser Mikroklimaräume erster Grösse sind die Substratsverhältnisse, die orografischen, morphologischen und Strahlungsverhältnisse beinahe gleich. Die Mikroklimata der Gelände erster Grössenordnung sind verschieden und an den Grenzzonen befinden sie sich in Wechselwirkung und ergeben Mischklimata. Solche sind:

a = Die moosige Abart der Bergwiese zwischen A und B

b = Der Buchenwald mit Bengelkraut zwischen B und C

c = zwischen C und D

e = zwischen A und E

Die Mikroklimata bzw. Mikroklimaräume dritter Grössenordnung sind kleinere Gelände innerhalb derjenigen erster Grösse mit verschiedenem Substrat oder verschiedener Exposition. So ist auch das Gelände der Doline A<sub>3</sub>.

Auf dem Photo, das das Untersuchungsgebiet zeigt, sind die einzelnen Mikroklimaräume mit entsprechenden Buchstaben bezeichnet. (Bild 1.)

Wir haben schon die charakteristischsten Züge der einzelnen Mikroklimata beschrieben. Hier charakterisieren wir sie nur in wenigen Worten.

Im Dolinengelände sind die Tagestemperaturschwankungen gross. Bei Tage erwärmt sich die Luft beträchtlich, in heiteren Nächten sinkt die Temperatur bis auf einige Grade nahe dem Gefrierpunkt. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen kann sogar festgestellt werden, dass Bodenfröste auch in den Sommermonaten vorkommen können. Bei Tag ist die Luft verhältnismässig trocken; bei Nacht beträgt die Luftfeuchtigkeit 100% oder kommt diesem Wert nahe. An jedem heiteren Abend oder in jeder heiteren Nacht bildet sich Tau, und bodennahe bzw. bodenanliegende Nebel sind häufig.

Im Buchenwald des Nordhangs ist die tägliche Temperaturschwankung gering: darum gibt es auch keine grosse Unterschiede im relativen Dampfgehalt der Luft.

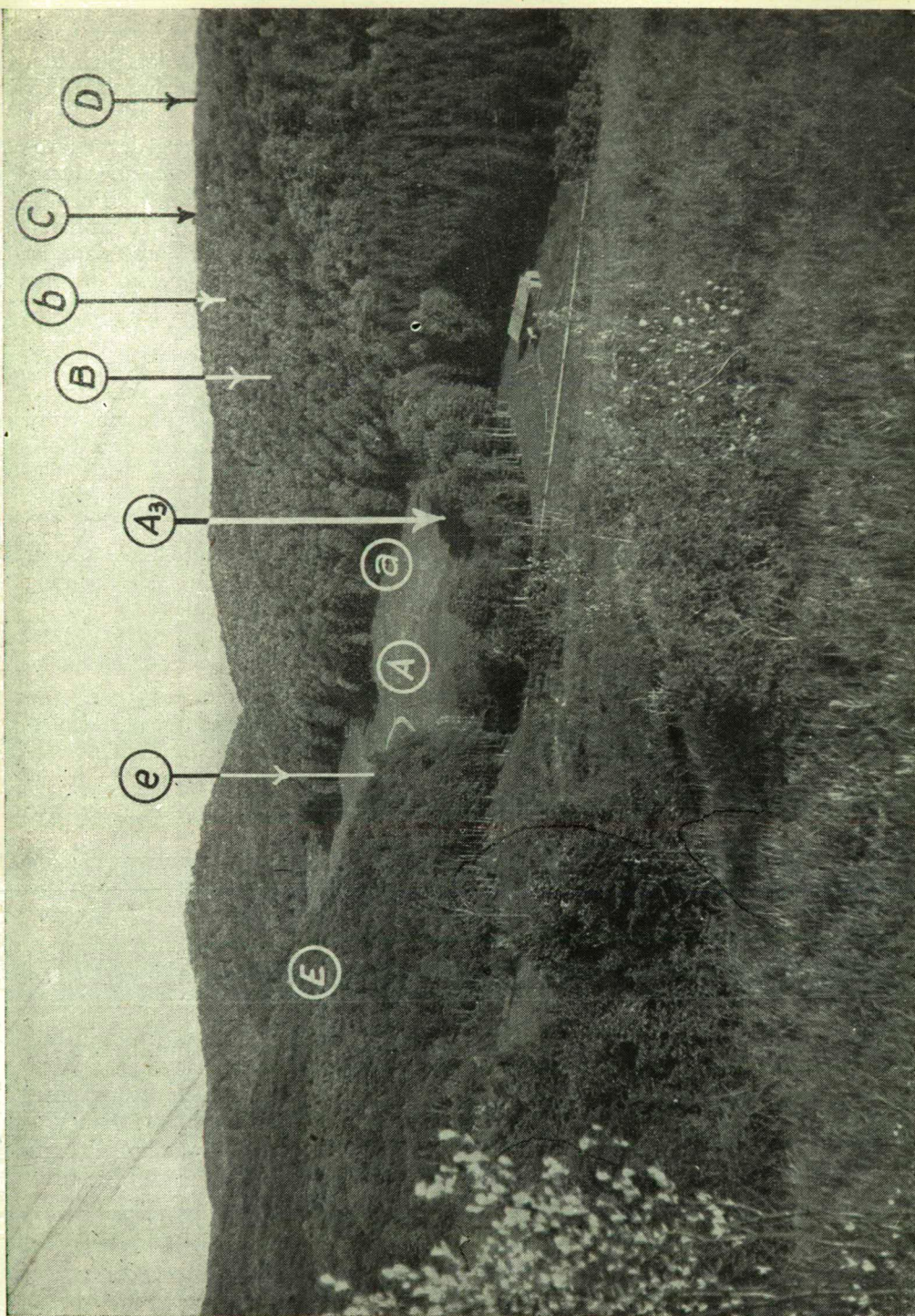
Die tägliche Erwärmung des dünnen Linden-Eschen-Bestandes kommt besonders im Frühling wegen der späteren Entwicklung des Laubwerks der Dolinenreihe nahe, im Sommer aber bleibt sie einige Grade darunter. Bei Nacht ist dieser Bestand um mehrere Grade wärmer als das Dolinengelände, und die Temperatur bleibt (im Sommer) immer über dem Frierpunkt. Der Dampfgehalt der Luft ist verhältnismässig gering, was im Frühling wie auch im Sommer und im Herbst ein angenehmes Allgemeinbefinden versichert.

Im Buchenwald des Südhangs ist die nächtliche Abkühlung beinahe gleich der des Nordhangs; dagegen ist die tägliche Erwärmung vom Stand der Sonne abhängig stärker. Demgemäss ist auch der tägliche relative Dampfgehalt der Luft geringer.

Unter den Mischklimaten liegt die Grenzzone zwischen dem Dolinengelände und dem Buchenwald des Nordhangs, wo bei Tag und Nacht zwei Luft-

Bild 1. Mikroklimaräume von HOSSZÜBÉRC und HOSSZÜRÉT





massen mit engegegengesetzten Eigenschaften aufeinander wirken. Es entsteht hier eine *Mikroklimafront*, deren Wirkung sich darin offenbart, dass sich hier die moosige Abart der Bergwiese befindet und auch die meisten Schnecken hier vorkommen.

In den Jahren 1953–55 konnten wir uns mit der Erforschung des Mikroklimas der Doline nicht beschäftigen, weil wir unsere Instrumente zur Untersuchung von HOSSZÚRÉRC und HOSSZÚMEZŐ gebrauchten. Aus einigen Stichprobenmessungen und aus visuellen Beobachtungen bekamen wir mehrere Anhaltspunkte betreffs des eigenartigen Mikroklimas der Doline. Sehr interessant ist die früher unbekannte Erscheinung, die wir mit dem Namen „*fluktuierender Dolinen-Nebel*“ bezeichneten und die wir mit dem Rhythmus der Bildung und Auflösung von bodennahen Nebel zu erklären versuchten.

Mehrmals beobachteten wir nämlich, dass sich an heiteren Abenden in der Tiefe der Doline eine mehrere Meter dicke Nebelschicht bildet, die jenseits des Dolinenrandes am Grund des Dolinengeländes wenige Dezimeter dünn wird. Dann würde es 5–15 Minuten brauchen bis der Nebel, der sich auf dem Dolinengrund bildet, nach E bzw. NE auf cc. 40–100 m ausströmen kann. In den folgenden 5–8 Minuten zog sich der ausgeströmte Nebel zurück und verschwand. Dann folgte wieder eine Nebelausströmung die aber schon 100–150 m weit vordrang. Diese Fluktuation des Nebels wiederholte sich zwei oder dreimal, in einzelnen Fällen sogar mehrere Male. Diese eigenartige Erscheinung ist in Zusammenhang mit der Entstehung eines Kaltluftsees in der Doline.

Unsere Beobachtungen von 1953–55 waren aber zum Erkennen des Dolinenmikroklimas nicht genügend. Daher war es wünschenswert eine konzentrierte Untersuchung der Doline zu unternehmen. Unser Ziel war die Erwärmungs- und Abkühlungsverhältnisse der Doline zu untersuchen und dadurch ihre eigenartigen Mikroklimaverhältnisse zu ermitteln. Darum wählten wir als Untersuchungsgebiet die Doline auf HOSSZÚRÉT, die wir schon in früheren Untersuchungen beobachtet hatten. Daneben führten wir auch Radiationsminimumtemperaturbeobachtungen in der von Zólyomi und Bacsó untersuchten Doline von NAGYMEZŐ aus.

### **Das Netz und die Beobachtungsordnung der Untersuchungsstationen der Doline**

Um unsere Forschungen erfolgreicher zu machen, verfertigten wir auf Grund flüchtig bereiteter Niveauskizzen eine Karte mit Niveaulinien, deren Nullpunkt beim Wasserschlinger am Dolinengrund ist. Die Temperaturmessstationen wurden von hier ausgehend auf sechs Spurlinien aufgestellt. Die Widerstandsthermometer wurden gewöhnlich in 10 und 300 cm Höhe aufgehängt. So schlossen sich die je mit einem Niveauunterschied von 3 m aufgestellten Temperaturmessstationen treppenartig aneinander.

Auf den Linien I. und V. stellten wir je 3, auf der Linie III. 4 und auf den anderen Linien je 2 Stationen auf. Am Grund der Doline an Punkt 0 war eine Station mit 5 Thermometern. (Abb. 1.)

Eine Klimastation mit einem Niederschlagsschreiber wurde auf dem Grat zwischen den zwei Dolinen aufgestellt. In der Klimahütte waren ausser den gewöhnlichen Instrumenten ein Thermograph und ein Hygrograph. Ein Robitscher Strahlungsschreiber wurde am Fuss des NAGYKÖRIS so aufgestellt, dass er nur um Sonnenaufgang keiner direkten Strahlung ausgesetzt war.

Wir hatten Psychrometerstationen am nördlichen Waldrand, im Dolinengelände, am Grund der Dolinen, auf dem Grat zwischen den zwei Dolinen mit je zwei Psychrometern, von welchen der eine in 10, der andere in 150 cm auf-

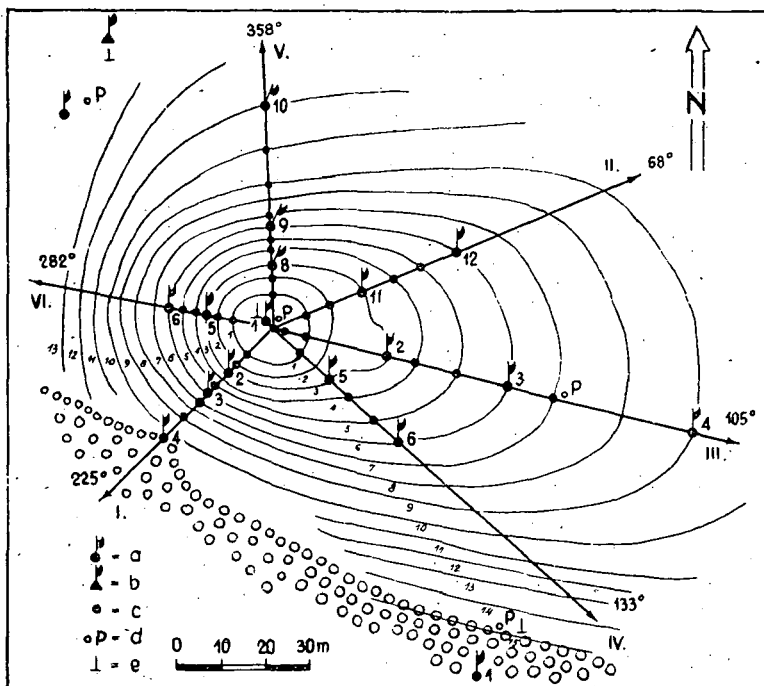


Abb. 1. Das Netz der Stationen. Zeichenerklärung: a) Thermometerstationen. b) Klimastationen. c) Radiationsthermometer. d) Psychrometerstationen. e) Bodenthermometer. Die eingekreisten römischen Ziffern bezeichnen die Spurlinien. Die arabischen Ziffern bei den Enden der Spurlinien bezeichnen die Himmelsrichtungen. Isohypsen = 1 m.

gestellt war. Bodenthermometer wurden (in 2, 5, 10, 15, und 20 cm) am Waldrand, am Grund der Dolinen und in der Nähe der Klimastation aufgestellt.

Ausserdem wurden mehr als 30 Radiationsminimumthermometer in 5 cm über dem Boden zur Bestimmung der nächtlichen Minima aufgestellt. Wir massen die Lufttemperatur mit rund 80 Thermometern, die Widerstandsthermometer hinzugegerechnet: doch können wir mit der Dichte des Netzes nicht zufrieden sein.

Mit den Widerstandsthermometern führten wir Beobachtungen jede 15 Minuten an zwei Zentralen (auf dem Grat zwischen den zwei Dolinen und am nördlichen Waldrand) aus. Ebenso jede 15 Minuten bestimmten wir die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit und stellten sämtliche visuelle Beobachtungen an.

## Die Lufttemperaturverhältnisse der Doline bei Tag

Die Beobachtungen dauerten vom 11. bis zum 31. August 1959. Während dieser Zeit gab es Perioden mit verschiedenem Wetter; es gab völlig bewölkte Tage mit Regen, aber auch mehrere heitere Tage; der 22. und der 28. August waren sogar ganz wolkenlos. Es ist uns jetzt nicht möglich, die ganze Untersuchungsperiode zu behandeln. Darum überblickten wir nur kurz die Erwärmungs- und Abkühlungsverhältnisse der Dolinen, und zwar hauptsächlich im Spiegel der Temperaturangaben des 22. August. Wir wählten diesen Tag nicht weil nach den Angaben der Klimastation, also zu den Terminzeitpunkten der Himmel wolkenlos war, sondern weil wir nach den jede 15 Minuten gemessenen Beobachtungsangaben bei Tag eine Bewölkung von höchstens 0,1–0,3 Cu feststellten und nach dem Strahlungsschreiber der Sonnenschein fast ganz ungestört war. Was die Windverhältnisse betrifft, wechseln sich windstille Nächte und windige Tag ab. Bei Tage beobachteten wir Luftströmungen verschiedener Stärke von 9<sup>h</sup> bis 17<sup>h</sup>. Bei bewölktem Wetter war die tägliche Windstille häufiger als bei heiterem. Zwar wehte der Wind (besonders S- und SE-Wind) auch am 22., war das Wetter im Vergleich mit den anderen heiteren Tagen günstiger.

Bei der Auswahl dieses Tages nahmen wir auch in Betracht, dass es in den Nachtstunden zwischen 0<sup>h</sup> und 24<sup>h</sup> keine dauernde Bodennebelbildung gab.

Die Doline als eigenartige morphologische Formation lässt auf den territorialen Charakter der Erwärmungsverhältnisse schließen. Die verschiedene Exposition ihrer verschiedenen Teile gibt schon einen Anhaltspunkt, was den Ort der territorialen Temperaturmaxima betrifft. Wir rechneten den Einfallswinkel der Sonnenstrahlen an unseren Mikroklimastationen für runde Stunden aus und nahmen diese Ergebnisse beim Ziehen der Isothermen in Betracht.

Die Angaben des Dolinengrundes geben zugleich den Einfallswinkel der Sonnenstrahlen auf waagerechter Fläche an. An einzelnen Stationen – von ihrer Exposition abhängig – kamen noch höhere oder niedrigere Werte vor.

Wir beobachteten stundenweise auch die Schattengrenzen, deren Gang in Abb. 2 erkennbar ist. Der Schatten wurde vom Wald oder von der Doline selbst geworfen.

Die Zeitpunkte der Beschattung der einzelnen Mikroklimastationen wurden nicht aus Rechnungen, sondern durch Beobachtungen im Gelände festgestellt. Der Waldrand geriet am frühesten in Schatten von 8<sup>m</sup>30' ab (Station I. 4.). Die Zeitpunkte der Beschattung unserer Beobachtungsstationen waren: 12<sup>h</sup>=I. 3; 12<sup>h</sup>45'=I. 2; VI. 6; 13<sup>h</sup>30'=VI. 5; 13<sup>h</sup>45'=I.; 14<sup>h</sup>30'=IV. 5; 14<sup>h</sup>45'=V. 8 und IV. 6; 15<sup>h</sup>15'=V. 9; V. 10, II. 11 und III. 2; 16<sup>h</sup>15'=II. 12 und III. 3; 17<sup>h</sup>=III. 4.

Auf der Linie V. südlicher Exposition erreichte der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen den maximalen Wert 74° an Station 9, 71° an Station 8, um 12 Uhr mittags. Die Günstigkeit der südlichen Exposition machte sich nicht nur um Mittag bemerklich; mit Ausnahme der frühen Morgenstunden war der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen von 7 Uhr ab höher als auf der waagerechten Fläche und von 9 Uhr bis zur Beschattung, dem Hangwinkel entsprechend, war der Mehrwert zwischen 10° und 20°. Zweifellos war dies der wärmste Hang. Dagegen waren die Einfallswinkel der Sonnenstrahlen immer niedriger (um



2–10°) auf der Linie IV. die annähernd den SE – Hang vertritt. Die aus der verschiedenen Exposition stammenden Unterschiede waren zwischen +8 und –6° auf dem ENE – Hang (Linie II.) und zwischen +4 und –8° auf dem ESE – Hang (Linie III.). Viel veränderlicher waren die Verhältnisse des SW –

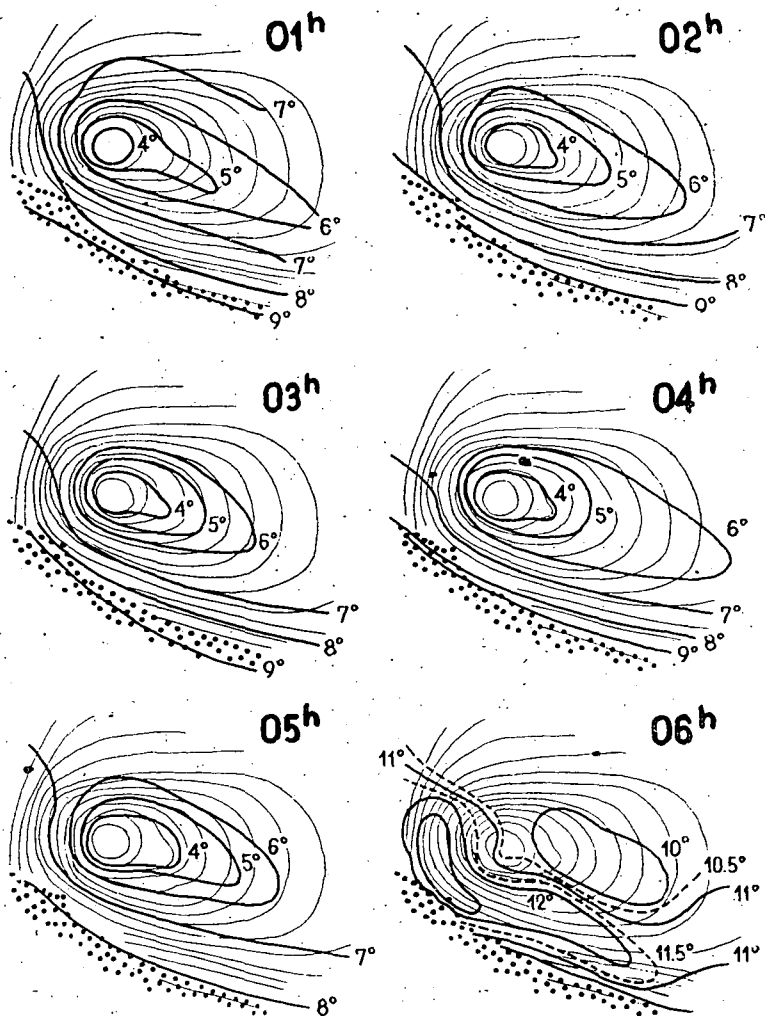


Abb. 2a. Temperaturverteilung in der Doline am 22. August 1959.

Hanges (Linie I.). Die grössten Unterschiede kamen hier frühmorgens vor (15° bis 16° um 6<sup>h</sup>); dagegen war die Sonnenstrahlung –3° schon um 10 Uhr; vor Beschattung überschritt sie –16°. Der WNW-Hang (Linie VI.) bekam die Strahlen frühmorgens auch unter einem bedeutend grösseren Winkel (20–22°), und nur vor Beschattung ging der Unterschied in einen negativen Wert über.

Wie wir es schon in früheren Untersuchungen mit Hilfe von Sonnenstrahlungsdauermessern nachgewiesen haben, fallen die Sonnenstrahlen im Sommer

erts auf den Nordhang des HOSSZÚBÉRC; der nördliche Waldrand bekommt also schon Sonnenschein wenn das Dolinengelände und die Dolinen darin noch im Schatten sind. Trotzdem dauert der Sonnenschein am Waldrand nur einige Stunden, de diese Zone bereits vor 9 Uhr beschattet wird. Ausserhalb dieser

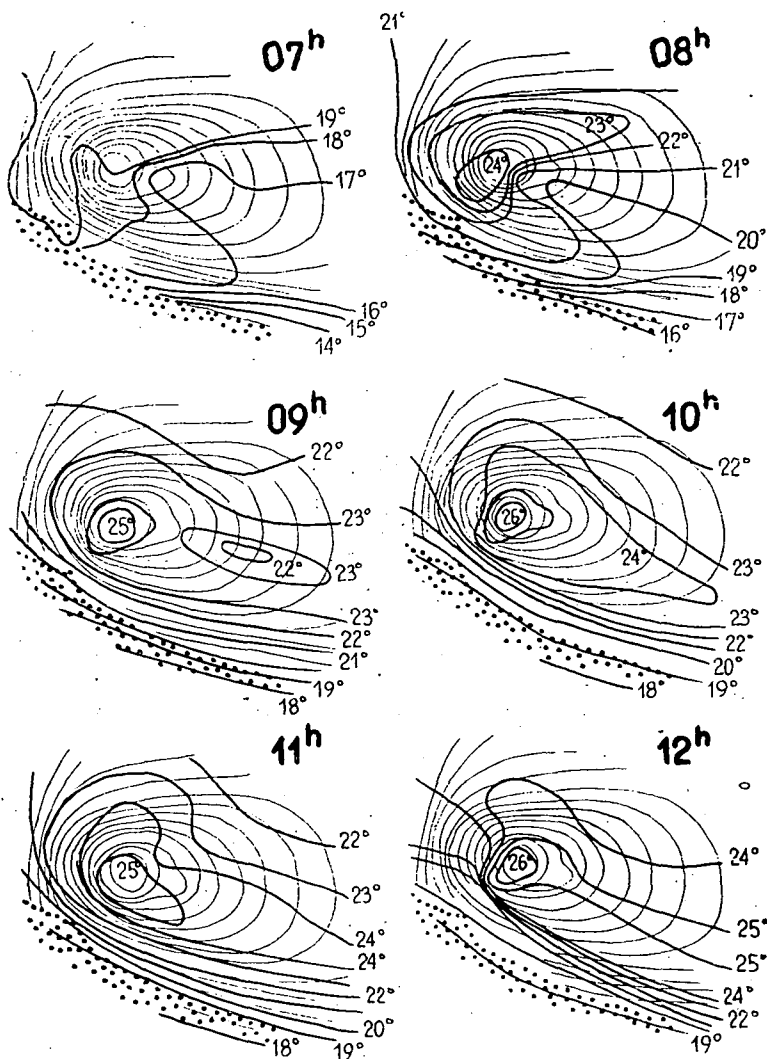


Abb. 2b. Temperaturverteilung in der Doline am 22. August 1959.

sich dem Wald anschliessenden Zone bekommen die nördlich und westlich exponierten Hänge Sonnenstrahlung während 6–8 Stunden, der Dolinengrund cca. 9 Stunden, die südlich und nordwestlich exponierten Hänge 10, die Hänge südwest-westlich und west-nordwestlich exponierten Hänge 11 Stunden. Alle die Gebiete, die um 14 Uhr noch Sonnenstrahlung bekamen, erreichten ihre Temperaturmaxima zu dieser oder beinahe dieser Zeit.

Das Maximum der Temperatur erfolgte am frühesten natürlich am Wald-  
rand, um 7<sup>h</sup>30<sup>m</sup> (25,6°), in 10 cm über dem Boden des Ostexponierten Hanges  
um 8<sup>h</sup>15<sup>m</sup>. Auf dem nördlich exponierten Hang erfolgte das Temperaturmaxi-  
mum um 11<sup>h</sup>15<sup>m</sup> und zur gleichen Zeit auf dem östlich exponierten Hang in 3 m

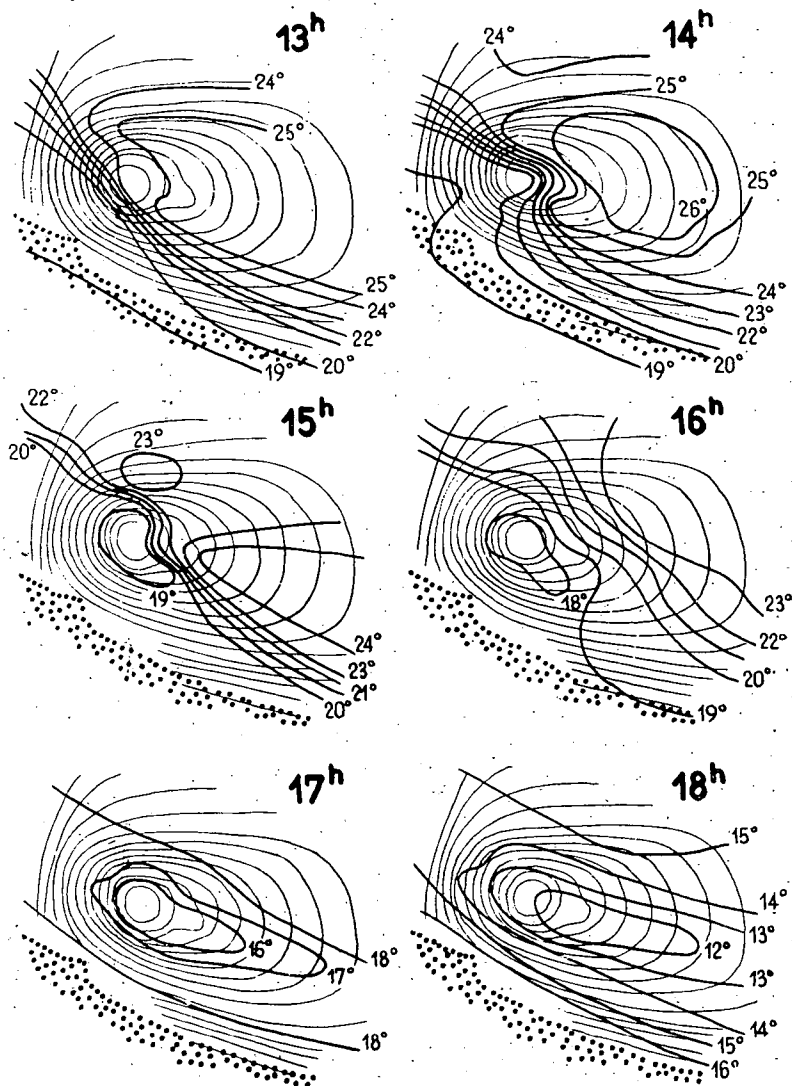


Abb. 2c. Temperaturverteilung in der Doline am 22. August 1959.

Höhe, was auf die Wechselwirkung der beiden Hänge hinweist. Am Dolinen-  
grund erfolgt das Maximum um 12<sup>h</sup> wenn der Einfallswinkel der Sonnenstrah-  
len am grössten ist.

Wir haben versucht, die Temperaturverteilung in der Doline auf Grund  
unserer Beobachtungsangaben vom 22. Aug. 1959 stundenweise durch Isother-

men darzustellen. Beim Ziehen der Linie haben wir die jeweilige Schattengrenze, die Einfallswinkel der Sonnenstrahlen und die Niveaulinien selbst in Betracht genommen. Wir haben auch die mit Psychrometern angestellten Temperaturbeobachtungen und auch andere Beobachtungsangaben benutzt. Das wich-

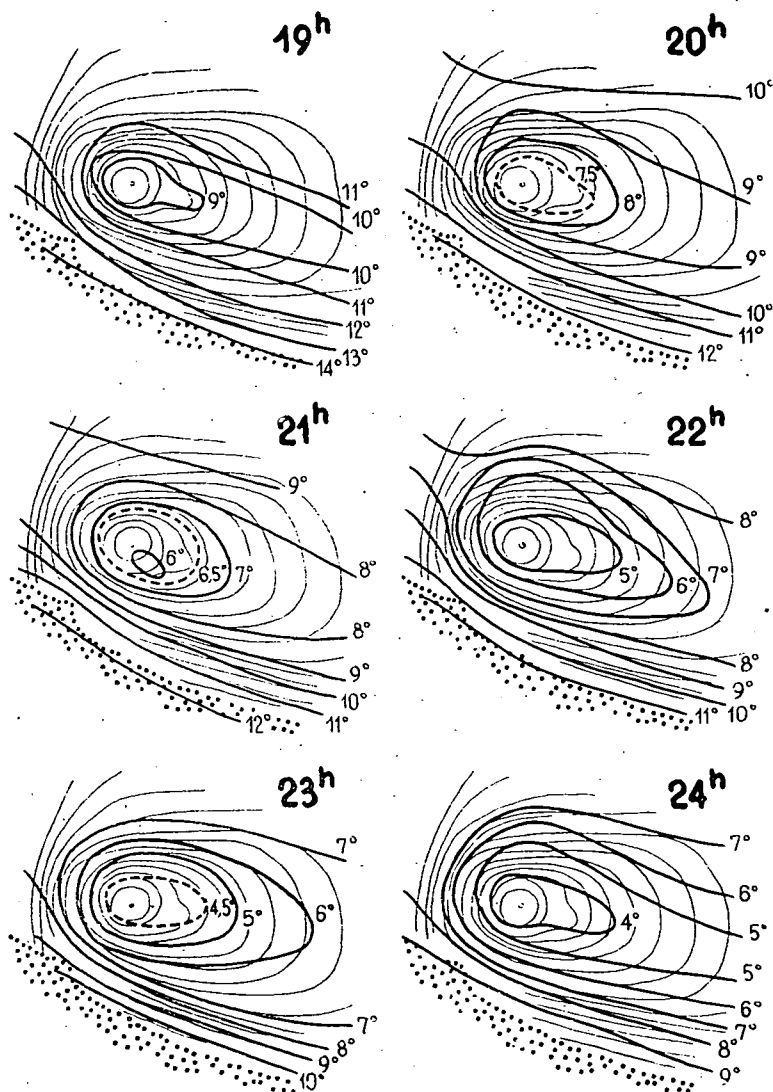


Abb. 2d. Temperaturverteilung in der Doline am 22. August 1959.

tigste Material für die Isothermenkarten lieferten natürlich die Temperaturangaben. Wir denken, dass wir so der Wahrheit nahestehende Skizzen in Abb. 2 zeigen können. Die Isothermen zeigen die Temperaturverteilung in 10 cm über dem Boden. In dieser Skizzenreihe zeigt der Zustand um 5<sup>h</sup> die Verhält-



nisse unmittelbar vor Sonnenaufgang. Um 6<sup>h</sup>, nach Sonnenstrahlung während einer Stunde, tritt im allgemeinen eine Erwärmung von 5–6° in Erscheinung. Das Temperaturmaximum findet der Exposition entsprechend auf den SW- und S-Hängen der Doline statt. Der kühlsste Ort mit einem Wert unter 10° befindet sich in der Achse der Doline.

Dies erfolgte nicht nur weil dieses Gelände auch um 6<sup>h</sup> nur eine Strahlung von 3–5° bekam, sondern auch weil die bekommene thermische Energie zur Verdunstung des reichlichen Nachtaus verbraucht wurde. Dieselben Gründe erklären wahrscheinlich die Einbuchtung der Isothermen gegen die Doline um 7<sup>h</sup> und 8<sup>h</sup>, aber auch um 9<sup>h</sup> ist die kühlere Insel nahe dem Boden auf der Linie III. erkennbar. Während sich der Grund an anderen Orten der Doline bis

TABELLE I.

Windrichtung und Windgeschwindigkeit auf Hosszúrét am 22. Aug. 1959.

1.					2.				
Zeit	Richtung	km/St.	Richtung	km/St.	Zeit	Richtung	km/St.	Richtung	km/St.
Absolute Windstille bei Nacht									
4.00	NE	6,1	C	0	11.00	SE	13,4	E	3,4
15	NE	5,8	C	0	15	SE	6,4	E	4,0
30	NE	5,2	C	0	30	S	14,0	E	6,4
45	NE	4,0	C	0	45	S	7,0	C	0
5.00	C	0	C	0	12.00	S	8,2	E	3,4
15	C	0	C	0	15	S	7,0	E	7,6
30	C	0	C	0	30	C	0	C	0
45	C	0	C	0	45	S	4,0	E	7,0
6.00	C	0	C	0	13.00	E	7,6	E	7,0
15	C	0	C	0	15	W	6,4	SW	4,0
30	C	0	E	4,0	30	S	5,8	SW	5,8
45	C	0	C	0	45	S	9,4	SW	4,7
7.00	C	0	C	0	14.00	C	0	C	0
15	C	0	E	4,6	15	C	0	S	6,1
30	C	0	C	0	30	C	0	S	4,5
45	C	0	C	0	45	C	0	C	0
8.00	SE	8,2	C	0	15.00	C	0	SW	5,8
15	SE	6,4	C	0	15	SSW	4,0	S	5,0
30	SE	7,0	C	0	30	SSW	3,4	C	0
45	SE	8,2	C	0	45	C	0	C	0
9.00	S	7,6	C	0	16.00	C	0	C	0
15	S	8,2	C	0	15	C	0	SE	3,5
30	SE	10,6	E	5,2	30	SSW	5,8	C	0
45	SE	12,8	C	0	Windstille nach 16 <sup>h</sup> 30m				
10.00	SE	8,8	E	5,2					
15	SE	7,6	C	0					
30	SE	8,2	E	3,4					
45	SE	15,6	C	0					

1. Windmesser an der Station.

2. Windmesser 15 m nördlich von der Psychrometerstation am Waldrand.

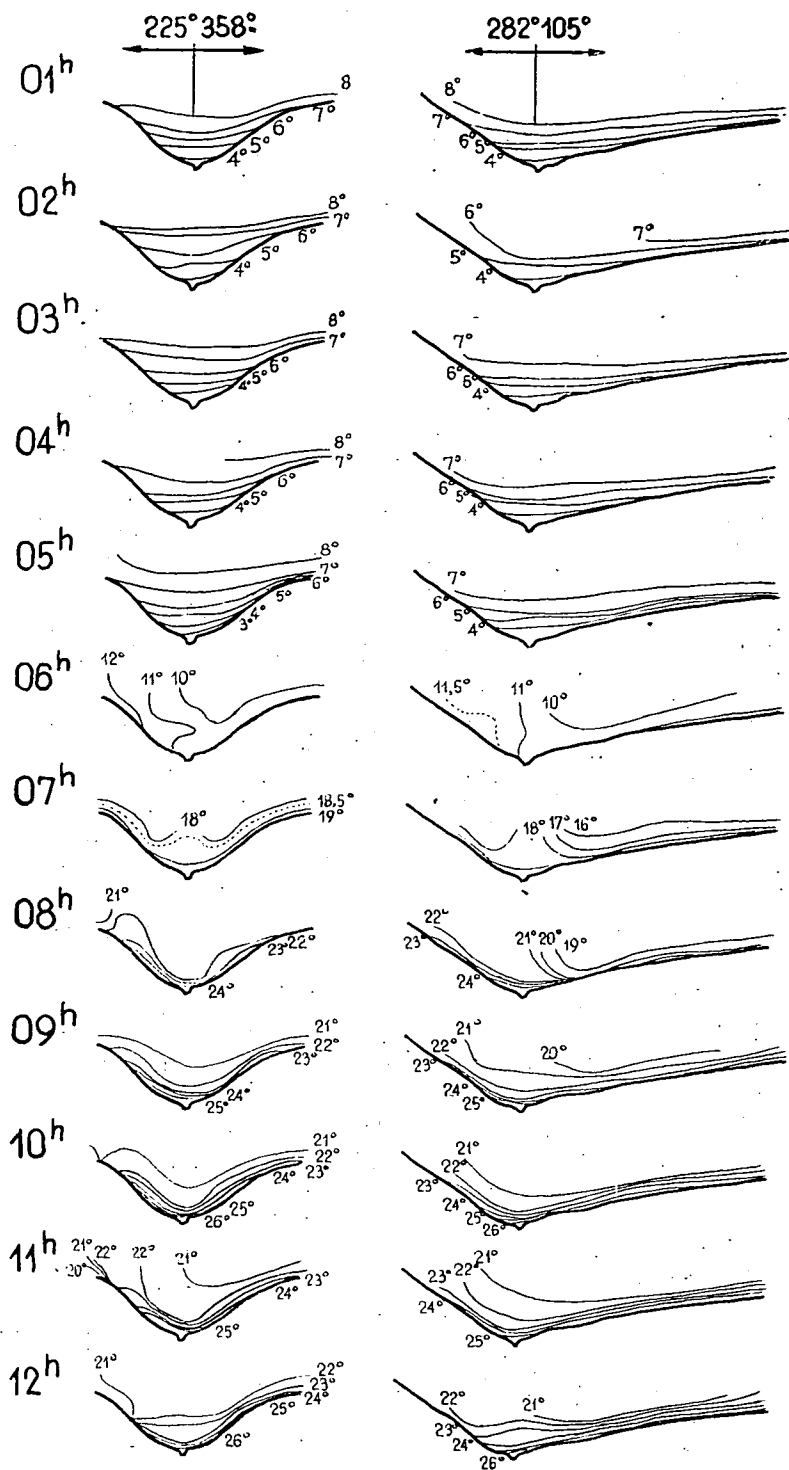


Abb. 3a. Die vertikale Temperaturverteilung am 22. August 1959.

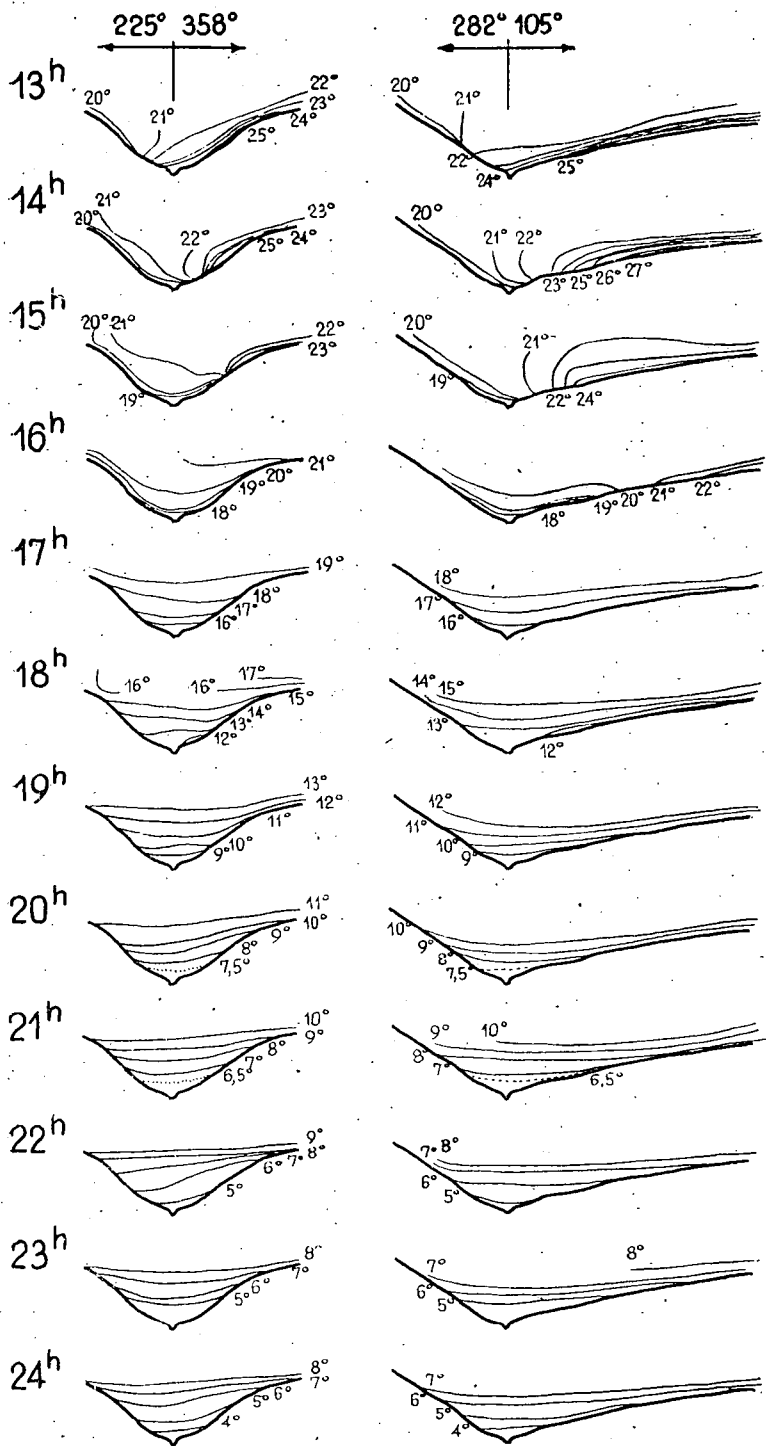


Abb. 3b. Die vertikale Temperaturverteilung am 22. August 1959.

8<sup>h</sup>30<sup>m</sup> trocknete, verdunstete der Tau ganz im Dolinengelände nur nach 9<sup>h</sup>30<sup>m</sup>. Man kann annehmen, dass die Menge des Taus im vorwiegend mit Borstengras (NARDUS STRICTA) bedeckten Gelände grösser war. Da wir aber diesbezüglich keine konkreten Untersuchungen anstellen konnten, müssen wir auf eine andere



Bild 2. HOSSZÚRÉT. Die hellen Teile sind mit *Nardus stricta* bewachsene Flächen

zweifellose Ursache, nämlich auf die Luftströmung hinweisen. Aus der Tabelle I. ist es ersichtlich, dass es (nach den Angaben des Windmessers in der Nähe der Klimastation) eine südliche Luftströmung herrschte und das Dolinengelände in der Lee war, bzw. leichten östlichen Wind bekam. Das Temperaturmaximum findet an der südlich exponierten Wand der Doline um 7<sup>h</sup> statt, aber auch der südlich exponierte Hang geriet in den Vordergrund. Um 8<sup>h</sup> steigt die Temperatur auch am Dolinengrund plötzlich an und die Wärme häuft sich auf dem SW-Hang, und die NW- und N-Seitenwände der Doline erwärmen sich dem Stand der Sonne entsprechend auch mehr. Der Kern des Temperaturmaximums kann zwischen 9<sup>h</sup>–12<sup>h</sup> am Dolinengrund gefunden werden, doch auf dem südlich exponierten Hang gibt es immer eine Ausbuchtung im Verlauf der Isothermen. In diesen Stunden kann auch gut beobachtet werden, wie sich die Isothermen gegen den jetzt verhältnismässig schon kühlen Wald verdicken. In der Gestaltung dieses Bildes spielt nicht nur die allmähliche Erwärmung des Dolinengeländes, sondern auch das Schattenwerfen des Waldes eine Rolle. Die Erwärmung der um 9<sup>h</sup> verhältnismässig noch kühleren Dolinenreihenachse ist charakteristisch. Um 10<sup>h</sup> verschiebt sich der 24°-Isotherme nach Süden (Nordhang), um 11<sup>h</sup> wird sie breiter, und um 12<sup>h</sup> durchquert auch die 25°-Isotherme die Dolinenreihe. Es kann uns nicht überraschen, dass sich die Achse der Erwärmung des Dolinengeländes immer auf die vorwiegend mit *Nardus stricta* bedeckten Gelände konzentriert.

In den Karten von 13<sup>h</sup>–16<sup>h</sup> sehen wir im Verlauf der Isothermen den Vordrang des Schattens von SW und W her.

An den Schatteneffekten verdicken sich die Isothermen und grosse Temperaturunterschiede entstehen innerhalb weniger Meter. Dies kann man auch in den Skizzen der Abb. 3. gut sehen. Die beobachteten grossen Unterschiede



(5–7°) sind auch von unseren Psychrometermessangaben bestätigt. Nach diesen Angaben betrugen die Temperaturunterschiede 4,8°–6,4°.

Auch die Isothermenkarten beweisen, dass das Temperaturmaximum, der Exposition entsprechend, nach Süden, bzw. auf die nach Westen zugewandten Hänge, versetzt wird. Diese Skizzen zeigen auch, dass nachdem der Dolinengrund beschattet ist, beginnt die Bildung des kalten Luftteiches der Doline. (15<sup>h</sup> und 16<sup>h</sup>).



Bild 3. Die Klimastation und ein Teil des Forschungslagers vom Osten gesehen

### **Die Lufttemperaturverhältnisse der Doline bei Nacht. Der Kaltluftsee**

Die Radiations-Temperaturminima des Frühmorgens gestalteten sich vom Nachtwetter abhängig. Während der dreiwöchigen Periode der Beobachtungen kamen regnerische Nächte (15–16; 16–17 August), vorwiegend bewölkte (12–13; 17–18), ganz wolkenlose (20–21; 21–22; 22–23; 23–24; 24–25; 27–28) und auch solche Nächte vor, während welcher die Wolkendecke des völlig bedeckten Himmels um 24<sup>h</sup> aufriss und nach 1 Uhr ganz klar wurde (29–30). Es kam auch vor, dass das ganze Untersuchungsfeld am Morgen in Wolken gehüllt war.

Es ist charakteristisch für die Temperaturminima der milden bewölkten, sowie der bewölkten und regnerischen Nächte, dass die in der Doline gemessenen Temperaturwerte nur ganz unbedeutende Unterschiede aufwiesen. Das

Minimum der Radiationstemperatur blieb über  $10^{\circ}\text{C}$ , der Unterschied der Temperaturminima des ganzen Feldes unter  $2^{\circ}$ . Der Unterschied zwischen den Radiationsminima in heiteren oder vorwiegend heiteren Nächten überschritt  $3,0^{\circ}\text{C}$  im ganzen Gelände.

In heiteren Nächten können die niedersten Lufttemperaturen an den am tiefsten liegenden Stellen des Geländes beobachtet werden, was den Gesetzen der Entstehung von Kaltluftseen entspricht. Die Anhäufung der Kaltluft findet wirklich am Dolinengrund, gewissermassen der Geländeoberfläche anliegend, statt.

Auf Grund der Frühmorgenbeobachtungsangaben der Radiationsthermometer haben wir Isothermenkarten zusammengestellt. [Abb. 4, 5, 6.] Beim Bereiten der Karten haben wir uns auch der Angaben der elektrischen Thermometer bedient. Auf Grund dieser Isothermenkarten haben wir die Temperaturverteilung in heiteren Nächten untersucht. (Es muss hier bemerkt werden, dass die Angaben der Radiationsthermometer nicht als gleichzeitig angesehen werden können.) Die Karten zeigen keinen einheitlichen Charakter, sondern infolge des Nachtwetters, verschiedene Bilder. Am auffälligsten ist, dass die Anhäufung der Kaltluft nicht immer am Dolinengrund, sondern auch auf dem Hang, und zwar überwiegend auf dem nord-exponierten Hang stattfindet. Die Ursache dieser Lage müssen wir mit dem in der Doline sich bildenden Bodennebel zu erklären suchen. In den Nächten nämlich, wenn es keine Bodennebelbildung gibt, liegt die kälteste Luftschicht in 5 cm über dem Boden, am Grund der Doline in der Richtung der Achse der Dolinenreihe nach Osten verschoben. Im allgemeinen ist das Temperaturminimum im Trog der Dolinenreihe immer niedriger als über anderen, sich im gleichen Niveau befindenden Geländepunkten. Dies ist gut ersichtlich aus dem Verlauf der Isothermen.

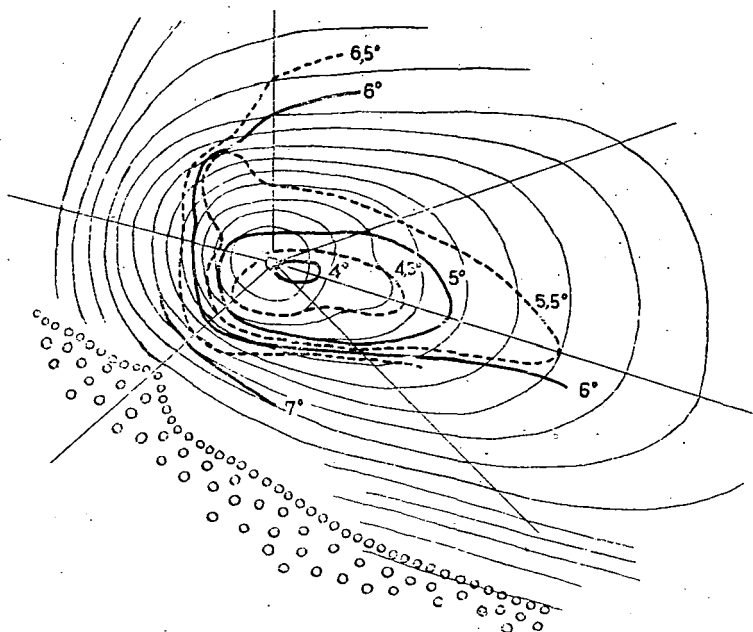


Abb. 4. Temperaturminima am 11. August 1959. Nach einer klaren Nacht.

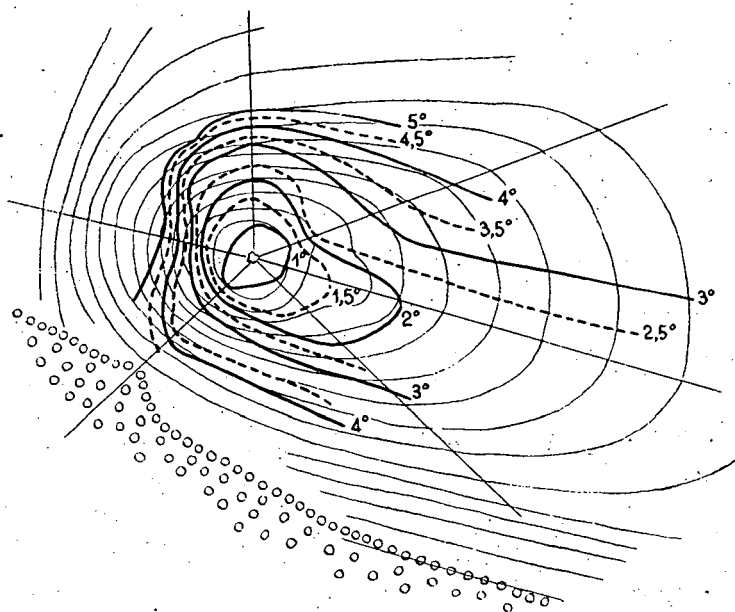


Abb. 5. Temperaturminima am 31. August 1959. Nach einer klaren Nacht.

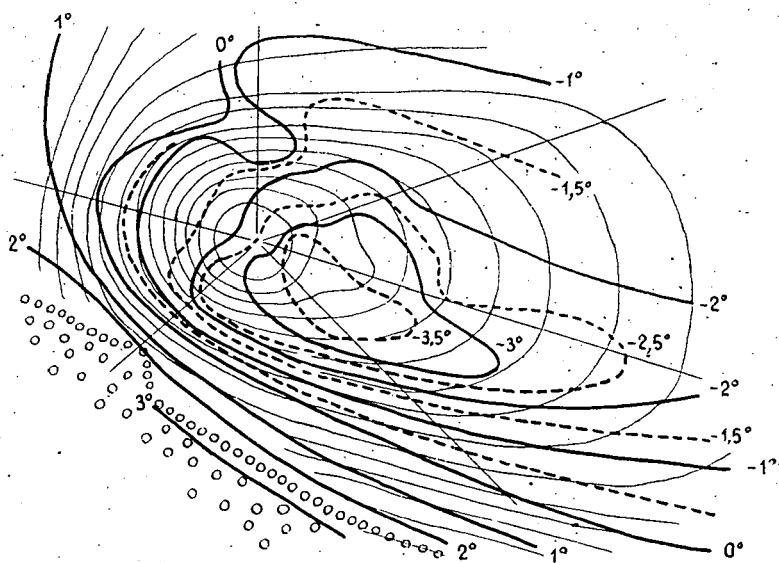


Abb. 6. Temperaturminima am 30. August 1959. Nach dickem nächtlichen Dolinnennebel.

Nachts, besonders in der zweiten Hälfte der Nacht, in der Doline, und bei im Dolinengelände entstandenen dauernden Bodennebel befindet sich die kälteste Luftmasse, nach den Angaben der Radiationstemperaturminima, südwärts von der Achse der Dolinenreihe (N-Exposition). Am klarsten tritt dies in Erscheinung in der auf Grund der Radiationstemperaturminima des 30. Aug. gezeichneten Karte. Die erste Hälfte der Nacht war bewölkt. Um 0<sup>h</sup>30<sup>m</sup> nahm die Bewölkung ab, dann ab 2<sup>h</sup>30<sup>m</sup> war der Himmel wolkenlos und in der Doline bildete sich dicker Bodennebel.

An keinem anderen Tag unserer Beobachtungsperiode kam es vor, dass der Dolinengrund um mehr als 1° wärmer war als die Luftschicht des Hangs. Ich muss aber auf unsere Beobachtungsangaben vom 10. Juli 1954 hinweisen, als wir in der Achse der Dolinenreihe mit den Radiationsthermometern, die vom 0-Punkt des Dolinengrundes auf dem 15 m Niveau errichtet waren, 3,5°C massen, während sich die Luft in der Doline nur auf -1,8°C abkühlte. Als eine Erklärung dafür nahmen wir an, dass die Abkühlung dort vom wesentlich dickeren Nebel ermässigt wurde im Gegensatz zum seichterem Nebel, der sich in der Nähe des anderen Radiationsthermometers bildete.

Unsere weiteren, ausführlicheren Untersuchungen im August 1959 bestätigten die Richtigkeit dieser Annahme. Das vertikale Profil der Temperaturwerte, die an der am Dolinengrund errichteten Station gemessen wurden, und die Änderungen dieses Profils lieferten die Bestätigung. An dieser Station waren die Thermometer in 10, 150, 300, 400 und 500 cm Höhe angebracht. Zwar hätten wir mit mehr Thermometern das vertikale Temperaturprofil wesentlich feiner machen können, ist es auch so leicht zu sehen, dass sich zur Zeit der Bildung dicken Dolinnenbels ein Luftzustand bildet, der der unteren Isotherme von einigen Metern nahe steht. Abb. 7 zeigt das Temperaturprofil jede 15 Minuten auf Grund unserer Beobachtungen frühmorgens und abends am 22. August. Die allmähliche Abkühlung der Nacht wurde vom zeitweise gebildeten Nebel gestört, doch fand die Anhäufung der Kaltluft am Dolinengrund statt. Also ermöglicht uns das vertikale Temperaturprofil, die Wirkung des in der Doline entstandenen Nebels zu beobachten. Aus den stündlichen Isothermenkarten allein (Abb. 2.) ist die Wirkung der zeitweiligen Nebelbildung nicht ersichtlich. In den Skizzen des Temperaturquerschnitts der Doline (Abb. 3.) kann die modifizierende Wirkung des in der Doline gebildeten Bodennebels auf die Isothermen teils schon erkannt werden. Dieses Bild ist aber auch nicht charakteristisch, weil für die Bildung und Auflösung des am 22. frühmorgens und abends entstandenen Dolinen-Bodennebels die Temperaturisothermen der runden Stunden gerade nicht charakteristisch sind.

Die Querschnitte des Wärmezustandes der Doline um 5<sup>h</sup> morgens am 30. August sind in der Abb. 7 dargestellt. Wir glauben, dass dieses Bild den Zustand, wenn unter dem Einfluss des dicken Dolinnenbels die territorialen Temperaturmaxima auf die Hänge versetzt werden, gut darstellt. Zwar ist die dicke bodennahe Nebelschicht der Doline mit dem an den Hängen gebildeten Nebel in ununterbrochener Verbindung, mildert diese seichte Nebelschicht die Abkühlung nicht, und die Ausstrahlung ist besonders bedeutend, wo die Pflanzendecke vorwiegend aus Borstengras besteht, das die Abkühlung noch intensiver macht.



## Der Einfluss der Vegetation auf die Lufttemperatur des Wasserschlingers

Während unserer Beobachtungsperiode fand die stärkste Abkühlung in der Doline am 28. August statt, als die bodennahe Luftschicht sich auf  $-3,5^{\circ}\text{C}$  abkühlte. Im grössten Teil des Dolinengeländes kühlte sich die Temperatur unter  $-2,0^{\circ}\text{C}$  ab.

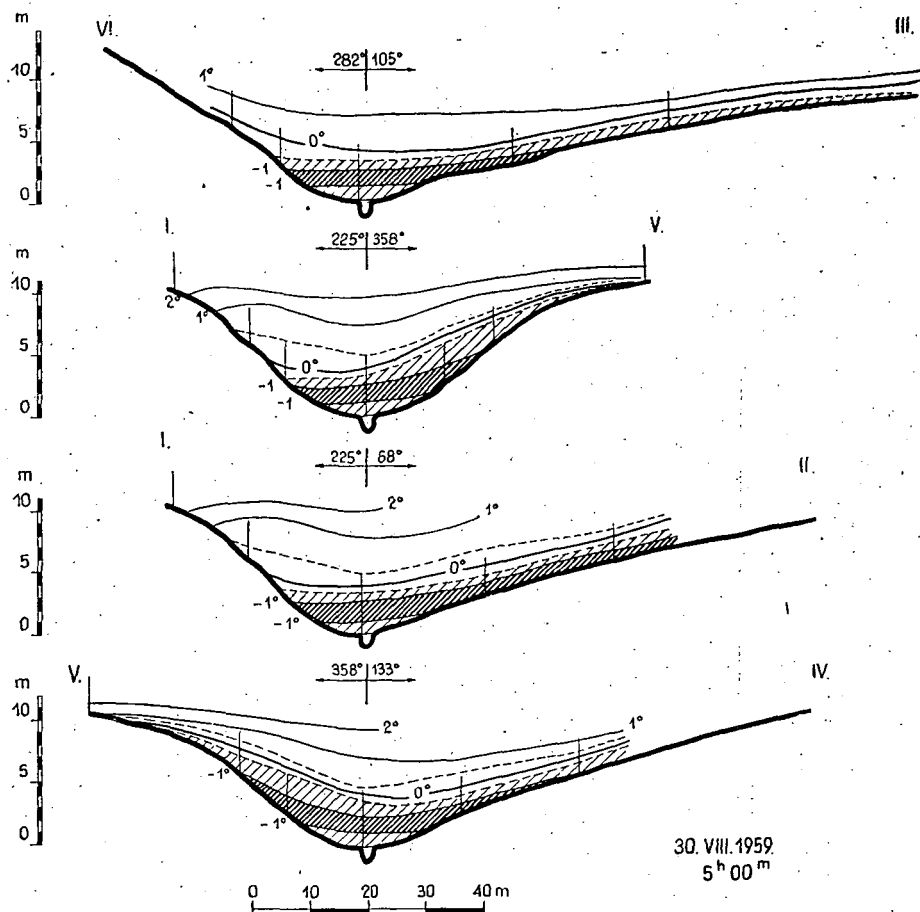


Abb. 7. Temperaturquerschnitte der Doline um 5 Uhr am 30. August 1959.

Es stellt sich auch die Frage, ob der Wasserschlinger die Erwärmungs- und besonders die Abkühlungsverhältnisse der Doline beeinflusst. Es lohnt sich, diese Frage zu studieren, denn der Wasserschlinger ist wesentlich ein Teil der Doline und seine Temperaturverhältnisse sind eigenartig.

Die Annahme, dass die Temperatur der Luft im Wasserschlinger mit den unterirdischen Höhlen in Verbindung steht und die Luft der Höhlen die Tem-

peratur der Luft im Wasserschlinger beeinflusst, stellt an uns die Aufgabe zu erwägen ob dies überhaupt irgend einen Einfluss auf die Luftschicht des Dolinengrundes ausübt. Um dieser Frage entscheiden zu können, müssen wir zuerst untersuchen, ob diese Annahme richtig ist.

Ein Beweis für die Verbindung mit unterirdischen Höhlen kann sein, dass die Temperatur der Luft im Wasserschlinger bei Nacht höher ist als im 10 cm — Niveau des Dolinengrundes. Die Temperatur der Quelle von LILLAFÜRED, aber besonders die Lufttemperatur der ISTVÁN-HÖHLE ist im Sommer wie im Winter ungefähr  $10^{\circ}\text{C}$ . Darum kann man annehmen, dass die Lufttemperatur der Höhlen im allgemeinen  $9\text{--}10^{\circ}\text{C}$  ist. Dies wird bestätigt auch vom FELDERÍTŐ-TEICH, der durch das Tröpfeln der ISTVÁN-HÖHLE genährt wird und dessen Temperatur  $9,6^{\circ}\text{C}$  ist. Wenn wir die Verbindung der Luft der Höhlen mit der Luftmasse des Wasserschlingers als richtig annehmen, so macht sich diese Wirkung vor allem geltend, wenn die Lufttemperatur im Wasserschlinger niedriger als  $9^{\circ}\text{C}$ , bzw. höher als  $10^{\circ}\text{C}$  ist. Im ersten Falle ermässigt sie die Abkühlung, im andern Falle die Erwärmung.

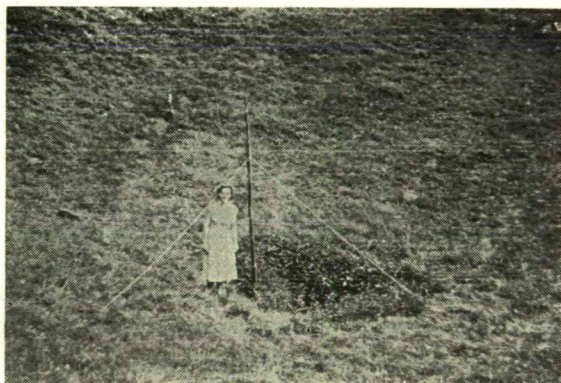


Bild 4. Mit dichtem Brennesselbestand umschlossener Wasserschlinger von HOSSZÚRÉT

Dagegen ist es fraglich, was für eine Wirkung die ein oder aussickernde Luft ausüben kann in denjenigen Wasserschlingern, in denen eine direkte Verbindung mit den inneren Höhlen visuell nicht zu entdecken ist. Die Existenz einer solcher Verbindung kann ja nicht geleugnet werden, da die Wasserschlinger eben dadurch entstanden sind, dass das Regenwasser an diesen Orten das Gestein aufgelöst und den Weg für den Ablauf des Wassers gesichert hat. Es ist auch sehr wahrscheinlich, dass wo das Wasser weiterfließen kann, findet sich auch die Luft einen Weg.

Die höhere Temperatur der Luftmasse im Wasserschlinger in heiteren, windstillen Nächten kann nicht nur durch eine Verbindung mit den inneren Höhlen erklärt werden. Der Wasserschlinger ist von einem Brennesselbestand umgeben. So kann man annehmen, dass es dieser Brennesselbestand ist, der das

Hinabgleiten der Luft in die Doline hindert. Gleichzeitig beschattet er beträchtlich den Wasserschlinger und hemmt so die Ausstrahlung desselben.

Bis der Brennesselbestand nicht ganz entwickelt ist, bildet er kein genug dickes Hindernis und so kann die Kaltluft in die Doline hinabsickern. In diesem Falle können dieselben Temperaturwerte wie am Dolinengrund, zufälligerweise auch tiefere Werte, beobachtet werden.

*Tabelle II.*  
in °C

	24.	25.	26.	27.	28.	29.
Im Wasserschlinger	−2,1	−2,3	−1,0	−0,1	−0,5	1,9
Am Dolinengrund	−2,0	−2,0	−0,5	0,5	−0,5	2,5

Im Mai 1954 stellten wir in der Doline von HOSSZURÉT Messungen mit Radiations-Minimumthermometern an. Die Ergebnisse sind in Tabelle II. zusammengefasst.

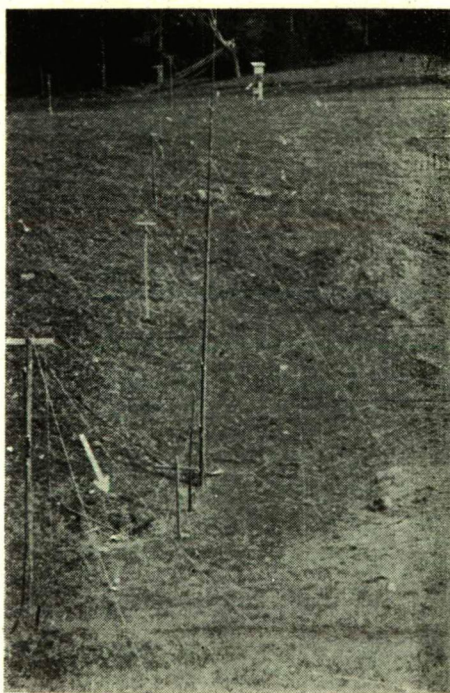


Bild. 5. Der auf dem Bild 4 dargestellte Wasserschlinger ohne Brennessel. Der Felsen im Wasserschlinger ist sichtbar.

TABELLE III.

Lufttemperaturminima in 5 cm (°C)

Hosszúrét, VIII. 1959.

	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.
Wasserschlinger	4,5	6,0	4,6	8,5	5,2	12,5	13,0	10,2	8,5	5,2	3,0	2,4	2,0
Dolinengrund	4,4	5,7	4,3	8,1	4,9	12,2	12,6	10,0	8,2	4,7	2,5	2,0	1,5

	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Wasserschlinger	2,4	4,2	6,5	5,3	—1,6	—0,4	—1,0	3,0
Dolinengrund	1,7	4,0	6,5	5,0	—3,5	—1,0	—2,5	1,0

Hosszúrét, VIII. 1960.

	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.
Wasserschlinger	3,7	5,9	7,9	7,6	2,9	8,2	—0,3	2,9	8,1	1,7	—0,0	—0,5	3,1
Dolinengrund	2,1	4,3	7,1	6,8	2,1	6,6	—1,5	2,3	7,3	1,1	—0,7	—1,2	1,5

	24.	25.	26.	27.
Wasserschlinger	8,1	3,9	5,3	6,3
Dolinengrund	7,7	3,1	4,3	5,5

Középbérc, VII—VIII. 1960.

	30.	31.	1.	2.	3.	4.	5.
Wasserschlinger	1,9	2,3	3,6	5,2	2,4	6,8	1,1
Dolinengrund	1,3	—0,3	3,2	5,4	2,1	5,5	0,1

TABELLE IV.  
Lufttemperatur °C

		VII. 1960.				VIII. 1960.			
		29.	30.	31.	1.	2.	3.	4.	5.
Wasserschlinger	Max.	21,4	26,2	25,5	28,7	26,5	21,8	26,5	
	Min.		1,7	1,9	3,0	4,5	2,0	6,2	—0,6
	Δ		24,5	23,6	25,7	22,0	19,8	20,3	
Dolinengrund	Max.	20,5	25,9	27,2	30,2	28,9	24,6	24,0	
	Min.		0,8	0,9	2,4	3,6	0,9	6,2	—2,0
	Δ		25,1	26,3	27,8	25,3	23,7	17,8	

Im Sommer ermässigt der Schatten und die ausstrahlungshemmende und kaltluftthinableitungshemmende Wirkung des Brennesselbestandes die Temperaturminima des Wasserschlingers, und diese Werte sind höher als am Dolinengrund. Dieselbe Erscheinung sieht man auch in den Ergebnissen der im Juli



1954 ausgeführten Beobachtungen. Konsequent höher war das Radiationsminimum bei unseren Beobachtungen im Wasserschlinger von HOSSZÚRÉT im Juni 1959 (11–13. August) und am 11–26. August 1960. (Siehe Tabelle III.) Im allgemeinen fanden wir den Wasserschlinger wärmer im Laufe unserer Beobachtungen zwischen dem 29. Juli und dem 5. August 1960 im KÖZÉPBÉRC. [Tabelle IV.]

Unsere Beobachtungen, die wir im Juli und August 1961 in den Dolinen von KURTABÉRC ausführten, scheinen diesen Tatsachen zu widersprechen. Das hier im Wasserschlinger angebrachte Radiationsthermometer zeigte nur in 4 Fällen von 28 eine höhere Temperatur als am Dolinengrund. Der Widerspruch ist der Tatsache zuzuschreiben, dass zwar der Wasserschlinger charakteristisch vertieft war, war er ganz von einem kompakten *NARDUS STRICTA* — Bestand bedeckt, wie der Dolinengrund. Also war der Wasserschlinger nicht aktiv; er war seit langem verstopft.

Auf Grund unserer Untersuchungsergebnisse von 1961 müssen wir als bewiesen betrachten, dass die Luft der felsigen Wasserschlinger, die keine kompakte Pflanzendecke haben und von einem Brennesselbestand umgeben sind, wärmer ist als die nahe dem Dolinengrund liegende Luftschicht in heiteren windstillen Nächten.

Unsere Beobachtungen im Juli 1954 beweisen unter anderem, dass sich die Luftschicht über dem Borstengras stärker abkühlt als über den anderen hier beheimateten Pflanzen. Da es in den Wasserschlängern keinen kompakten Borstengrasbestand gibt und am Grund der Dolinen dieser die vorherrschende Vegetation ist, kann die weniger starke Abkühlung des Wasserschlängers auf diese Tatsache zurückgeführt werden. Es ist aber fraglich, ob die Temperatur des Wasserschlängers wirklich in solchem Masse wie wir es finden von den oben genannten Faktoren geregelt wird. (Siehe Tabelle II–III.).

In den obigen Tabellen haben wir veranschaulicht, dass die Radiationstemperatur im Mai 1954 im Wasserschlinger tiefer war als am Dolinengrund. Offenbar kann dies nicht angenommen werden als ein Beweis dafür, dass der entscheidende Faktor darin der unentwickelte Zustand des Brennesselbestandes ist, weil die obere Schicht des Bodens im Mai vermutlich kälter ist als im Sommer oder im Herbst.

### **Der Einfluss der Bodentemperatur auf die Lufttemperatur des Wasserschlängers**

Da wir hofften, dass wir in der Doline am Ende September niedrige Temperaturwerte würden messen können, untersuchten wir im Laufe unserer Beobachtungen am Ende September 1955 mit einigen Radiationsthermometern die Lufttemperaturminima der Doline in 5 cm über dem Boden.

Am Dolinengrund schnitten wir aus dem *Nardus Stricta*-Bestand einen 35×20×15 cm dicken Rasenziegel aus und setzten diesen auf einen Fels am Grund des Wasserschlängers. In das Loch in der Stelle des ausgeschnittenen Rasenziegels stzten wir ein Radiationsminimumthermometer in 5 cm Höhe über der neuen Oberfläche. Ebenso wurden Radiationsthermometer auf den Rasenziegel im Wasserschlinger, neben diesen auf den Boden des Wasserschlängers (also 15 cm tiefer als im vorigen Falle), über die ursprüngliche Vegetation der Doline, an den Dolinenrand, in das *Nardetum* und auf die an Borstengras weniger reiche Bergwiese gesetzt. [Tabelle V.]

TABELLE V.  
Lufttemperaturminima °C

	IX.					X.				
	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	1.	2.	
Wasserschlingergrund	—0,4	—0,8	0,5	—3,3	—0,8	2,6	0,8	—5,3	—0,2	
Wasserschlingerrasenziegel	0,0	—0,3	2,0	—2,7	—0,5	3,5	—1,0	—6,0	—3,3	
Dolinengrund	—1,8	—2,1	0,2	—5,2	—1,8	3,5	—2,6	—10,4	—4,3	
Dolinengrund an der Stelle des Rasenziegels	1,0	2,0	2,0	0,0	2,5	5,5	1,1	—2,7	0,0	
Dolinenrand	—1,5	—1,5	0,2	—5,0	—1,8	3,4	—2,2	—7,5	—2,4	
Nardetum	—0,8	—1,8	1,4	—4,4	—1,5	4,0	—2,5	—6,5	—3,2	
Bergwiese	—0,6	—1,5	1,6	—3,8	—1,0	4,1	—2,1	—6,0	—2,9	

Aus dem Beobachtungsmaterial von 9 Tagen geht eindeutig hervor, dass jedesmal der Dolinengrund am kältesten, und das ins Gras geschnittene Loch am wärmsten war. Zweimal war das Temperaturminimum auf dem Rasenziegel im Wasserschlinger kälter als die am Grund des Wasserschlingers liegende Luftschicht; dagegen war es über dem Borstengras um einige Zehntelgrad immer kälter als über der Bergwiese.

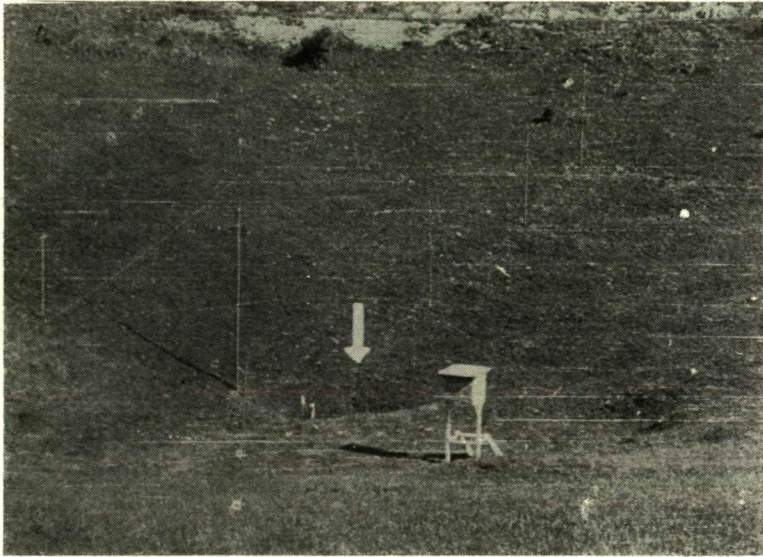


Bild 6. Der Hang südlicher Exposition der Doline von KÖZÉPBÉRC

Auf Grund dieser Beobachtungen scheint die Folgerung offenbar zu sein, dass die kleine Luftmasse des Wasserschlingers vor allem darum wärmer ist als die Luft der Doline, weil die Wände des Wasserschlingers bei Nacht verhältnismässig wärmer sind und in diesen kleinen Luftraum soviel Wärme abgeben, dass sie die dort befindliche Luftmasse ständig wärmen.



Wir hatten keine Gelegenheit, die Temperaturschwankungen des Dolinengrundes mindestens während der ganzen Vegetationsperiode zu beobachten. Wir können bloss einen Teil der Bodentemperaturwerte überblicken, die wir an demselben Ort im Mai, Juli, August, September und Oktober massen. Leider können wir diesbezügliche Angaben nicht einmal aus ein und demselben Jahr anführen, da wir im Mai 1955 in diesem Gebiet keine Beobachtungen anstellten.

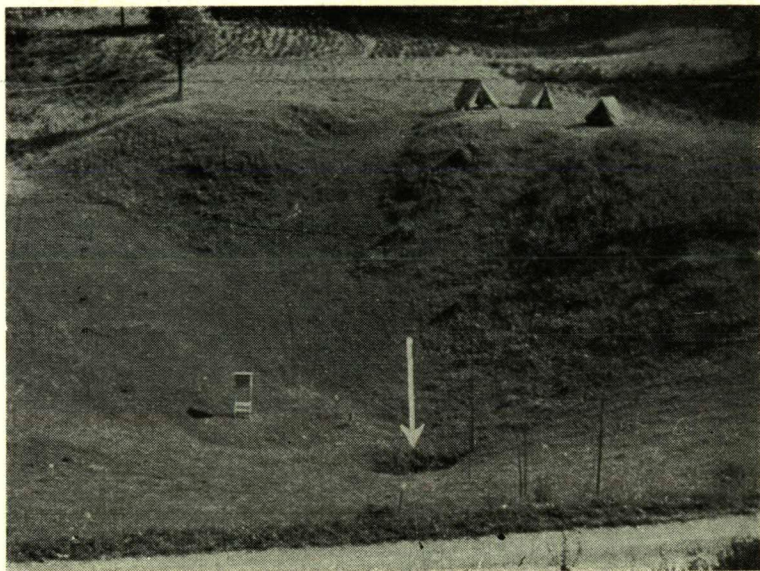


Bild 7. Der Hang nördlicher Exposition der Doline von KÖZÉPBÉRC

Doch haben wir auch so einen Anhaltspunkt dafür, dass der Wasserschlinger verhältnismässig wärmer ist. Es ist unzweifelhaft, dass der Boden im Nardetum im Juli und August wesentlich wärmer ist als im Mai und September. Wenn wir die Bodentemperaturminima in 10 cm Tiefe miteinander vergleichen, finden wir, dass die Werte im ersten Drittel vom Juli und August um  $4-5^{\circ}\text{C}$  höher sind als im Mai, bzw. am Ende September. In 5 cm Tiefe im Boden sind die Temperaturunterschiede noch grösser. Wenn wir die Messwerte vom Mai und September miteinander vergleichen, können wir feststellen, dass sich die obere Schicht des Bodens im Herbst in demselben Masse abkühlt, wie sie sich im Frühling erwärmt. Im ersten Teil der Beobachtungsperiode sind die Werte im September höher; im zweiten Teil sind sie niedriger als im Mai. Unsere Bodentemperaturmesswerte haben also unsere Hypothese nicht überzeugend bestätigt, dass die Lufttemperatur in den Wasserschlingern von der Bodentemperatur geregelt wäre. Das Beobachtungsmaterial ist zur endgültigen Entscheidung dieser Frage nicht geeignet, weil die Bodentemperaturmessungen nicht in der Wand des Wasserschlingers angestellt wurden. Doch müssen wir auf Grund unserer Beobachtungen im Mai und September–Oktober eindeutig darauf schliessen, dass in der Beobachtungsperiode im Herbst die unteren Bodenschichten wärmer waren als im Frühling. [Tabelle VI.]

TABELLE VI.

Bodentemperatur °C

		V. 1954.									
		20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	
5 cm	Max.	11,2	10,7	11,0	12,4	12,4	14,0	15,1	15,8	16,2	
	Min.	10,2	9,6	9,4	8,8	9,6	10,0	10,8	11,4	12,4	
	Δ	1,0	1,1	1,6	3,6	2,8	4,0	4,3	4,4	3,8	
10 cm	Max.	10,9	10,6	10,6	11,6	11,8	13,0	14,0	14,6	15,2	
	Min.	10,2	9,6	9,6	9,1	10,0	11,0	11,2	11,4	12,6	
	Δ	0,7	1,0	1,0	2,5	1,8	2,0	2,8	3,2	2,6	
30 cm	Max.	9,5	9,5	9,4	9,4	9,8	10,0	10,8	11,4	12,0	
	Min.	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4	9,6	10,0	10,8	11,4	
	Δ	0,1	0,1	0,0	0,0	0,4	0,4	0,8	0,6	0,6	

		VI. 1955.					VII. 1955.				
		28.	29.	30.	31.	1.	2.	3.	4.	5.	6.
5 cm	Max.	17,1	17,2	16,1	16,8	17,4	17,2	18,2	18,3	16,8	15,6
	Min.	15,2	14,7	14,9	15,0	15,6	15,6	15,8	16,1	15,6	14,9
	Δ	1,9	2,5	1,2	1,8	1,8	1,6	2,4	2,2	1,2	0,7
10 cm	Max.	16,5	16,5	15,7	16,2	16,7	16,6	17,2	17,5	16,6	15,8
	Min.	15,4	14,6	15,0	15,0	15,5	15,5	15,7	16,2	15,8	14,9
	Δ	1,1	1,9	0,7	1,2	1,2	1,1	1,5	1,3	0,8	0,9
20 cm	Max.	15,8	15,6	15,4	15,6	15,8	16,0	16,2	16,4	16,4	16,0
	Min.	15,6	15,2	15,2	15,1	15,3	15,7	15,8	16,0	16,0	15,2
	Δ	0,2	0,4	0,2	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,8

		VIII. 1955.									
		7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
5 cm	Max.	17,0	16,6	15,4	14,6	14,1	15,5	16,3	16,6	16,3	17,2
	Min.	14,3	14,4	14,4	13,3	13,7	13,6	13,3	14,0	14,9	14,6
	Δ	2,7	2,2	1,0	1,3	0,4	1,9	3,0	2,6	1,4	2,6
10 cm	Max.	16,3	16,2	15,2	14,5	14,1	15,1	15,6	16,1	16,2	16,7
	Min.	14,6	14,6	14,5	13,6	13,7	13,5	13,5	14,2	14,8	14,7
	Δ	1,7	1,6	0,7	0,9	0,4	1,6	2,1	1,9	1,4	2,0
20 cm	Max.	15,5	15,6	15,4	15,0	14,4	14,6	14,8	15,2	15,4	15,5
	Min.	15,0	15,2	15,0	14,4	14,2	14,0	14,3	14,7	15,1	15,0
	Δ	0,5	0,4	0,4	0,6	0,2	0,6	0,5	0,5	0,3	0,5



		IX. 1955.						X. 1955.		
		23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	1.
5 cm	Max.	12,6	12,0	12,0	12,2	11,4	10,8	10,8	10,4	9,7
	Min.	9,4	8,4	9,5	9,6	8,4	9,0	9,2	8,3	7,0
	$\Delta$	3,2	3,6	2,5	2,6	3,0	1,8	1,6	2,1	2,7
10 cm	Max.	12,0	11,8	11,8	12,0	11,2	10,8	10,9	10,4	9,6
	Min.	10,0	10,0	10,2	10,2	9,2	9,8	9,7	8,9	7,8
	$\Delta$	2,0	1,8	1,6	1,8	2,0	1,0	1,2	1,5	1,8
20 cm	Max.	11,4	11,4	11,5	11,4	11,2	10,9	10,7	10,4	10,0
	Min.	11,1	11,1	11,1	11,2	10,8	10,7	10,4	10,0	9,4
	$\Delta$	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4	0,2	0,3	0,4	0,6

### Der Tagesgang der Lufttemperatur des Wasserschlingers

Wir müssen nun die Lufttemperatur im Wasserschlinger untersuchen. Die Radiationsthermometer zeigen — mit mehreren Fehlern — bloss den Wert des Temperaturminimums. Die Aufstellung der Radiationsthermometer ist in den engen Wasserschlingern besonders schwer, und die Möglichkeit der Ablesung muss auch gesichert werden. Mehrere Male führten wir in den Wasserschlingern mit elektrischen Widerstandsthermometern Beobachtungen mehrere Tage hindurch aus. Wie immer, stellten wir die Beobachtungen auch jetzt jede 15 Minuten an. Das Thermometer wurde in der Mitte des Wasserschlingers so aufgehängt, dass es 10 cm hoch über dem Boden des Wasserschlingers war.

Bei der Untersuchung des Mikroklimas der Doline von KÖZÉPBÉRC breiteten wir unsere Aufmerksamkeit auch auf den Wasserschlinger aus. Die Beobachtungen wurden von 14 Uhr 29. Juli 1960 ab bis 8 Uhr 5. August durchgeführt. Die Nächte waren heiter bzw. wolkenlos. Jede Nacht konnten wir auch Nebel beobachten. [Tabelle VII.]

TABELLE VII.

		Lufttemperatur °C								Kőzépberc
		VII. 1960.				VIII. 1960.				
		29.	30.	31.	1.	2.	3.	4.	5.	
Wasser- schlinger	Max.	21,4	26,2	25,5	28,7	26,5	21,8	26,5		
	Min.		1,7	1,9	3,0	4,5	2,0	6,2	—0,6	
	$\Delta$		24,5	23,6	25,7	22,0	19,8	20,3		
Dolinen- grund	Max.	20,5	25,9	27,2	30,2	28,9	24,6	24,0		
	Min.		0,8	0,9	2,4	3,6	0,9	6,2	—2,0	
	$\Delta$		25,1	26,3	27,8	25,3	23,7	17,8		

Auf Grund einer Reihe von Angaben können wir feststellen, dass die Lufttemperatur im Wasserschlinger bei Nacht höher war als in der Luftschicht nahe dem Dolinengrund. Die tiefste Temperatur konnte gewöhnlich in 10 cm Höhe über dem Dolinengrund beobachtet werden; darüber war die Luft graduell wärmer. Vor Sonnenuntergang ist die Luft im Wasserschlinger noch kühler, danach ist der Wasserschlinger in heiteren Nächten infolge der raschen Abkühlung bis Sonnenaufgang um  $1^{\circ}\text{C}$  wärmer, aber die in 10 cm über dem Dolinengrund bzw. über dem Wasserschlinger angebrachten Thermometer zeigten manchmal einen Temperaturunterschied von mehr als  $2^{\circ}\text{C}$ .

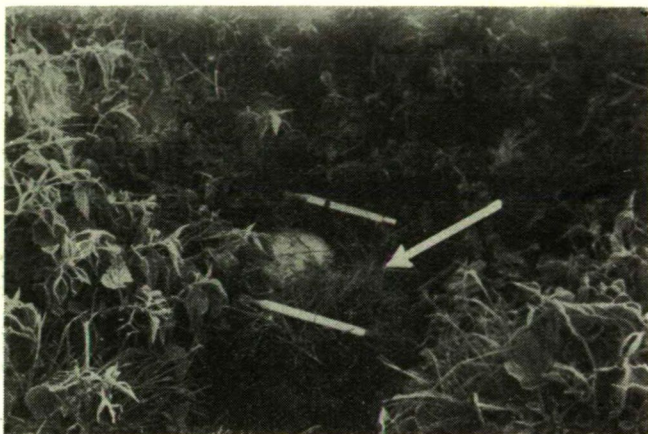


Bild 8. Die Minimumthermometer aufgestellt auf einem Rasenziegel im Wasserschlinger und auf dem Grund des Wasserschlingers

Nach Sonnenaufgang steigt die Lufttemperatur am Dolinengrund sehr rasch, im Wasserschlinger langsam. Als eine Folge davon, wird der Temperaturunterschied immer grösser und wird ganz beträchtlich. So war zum Beispiel am 30. Juli die Lufttemperatur am Dolinengrund um  $0,3^{\circ}\text{C}$  wärmer; um  $6^{\text{h}}45'$  war der Unterschied bereits  $10^{\circ}\text{C}$  und um  $8^{\text{h}}30^{\text{m}}$   $12,2^{\circ}\text{C}$ . Am 1. August war der Unterschied um 7 Uhr  $14,2^{\circ}\text{C}$ , am 2. um 7 Uhr  $14,7^{\circ}\text{C}$ , am 5. um 7 Uhr  $13,6^{\circ}\text{C}$ . Danach erwärmt sich die Luftschicht des Dolinengrundes in geringerem Masse, die Luft des Wasserschlingers erwärmt sich rascher weiter, so dass es Zeiten gibt, wenn es im Wasserschlinger wärmer ist. Das war die Lage zum Beispiel am 30. August um  $10^{\text{h}}45^{\text{m}}$ , von  $11^{\text{h}}45^{\text{m}}$ , bis 13 Uhr; am 31. um  $11^{\text{h}}45^{\text{m}}$ ; am 1. August von  $10^{\text{h}}15^{\text{m}}$  bis  $10^{\text{h}}45^{\text{m}}$ , von  $11^{\text{h}}15^{\text{m}}$  bis  $11^{\text{h}}45^{\text{m}}$ , um  $12^{\text{h}}15^{\text{m}}$ ; am 2. August zwischen  $12^{\text{h}}$  und  $12^{\text{h}}30^{\text{m}}$ ; am 4. zwischen  $10^{\text{h}}45^{\text{m}}$  und  $12^{\text{h}}45^{\text{m}}$ . Bei vorwiegend wolkigem Wetter (am 3. Aug.) erfolgte dies nicht. Der Wasserschlinger erwärmt sich also intensiver, wenn bei hohem Sonnenstand die Sonnenstrahlen direkt in den Luftraum des Wasserschlingers eindringen können.

Ein ähnliches Bild ergibt sich aus unserem Beobachtungsmaterial von 1953 in Bezug auf den Wasserschlinger der Doline von Hosszúrét. In jedem Jahr begannen wir unsere Beobachtungen am 22. Mai. Ausser dem im Wasserschlinder



ger angebrachten elektrischen Widerstandsthermometer stellten ein anderes 100 cm hoch über dem Boden im 3 m-Niveau vom Dolinengrund gerechnet auf dem E-Hang der Doline auf. Das zweite Thermometer war also nicht über dem Dolinengrund; daher sind seine Angaben von den oben angeführten Angaben der Doline von KÖZÉPBÉRC etwas verschieden. Auch andere Unterschiede können festgestellt werden, die aus den Beobachtungen aus verschiedenen Zeiten natürlich folgen. Wie es die Abb. 9. zeigt, wird der Gang der Lufttemperatur im Wasserschlinger bei Tag auch hier vom direkten Einfall der Sonnenstrahlen bestimmt. Bei Nacht ist die Lufttemperatur in der Doline niedriger, wie wir es in der Doline von KÖZÉPBÉRC in 1960 erfahren konnten.

Im Laufe unserer Beobachtungsserie in der Doline von HOSSZÚBÉRC in 1960 können wir im Gang der Erwärmung und der Abkühlung ganz andere Verhältnisse erkennen. Unsere Beobachtungen in dieser Doline begannen um 9 Uhr am 8. Aug. und endeten um 8 Uhr am 24. Während dieser Zeit konnten wir eine 24 Stunden dauernde ganz heitere Periode nur einmal beobachten. Es kamen mehr heitere Nächte als heitere Tage vor, aber auf die heiteren Nächte folgten keine heiteren Tage und umgekehrt. In heiteren, windstillen Nächten fanden wir gewöhnlich niederere Temperaturen im Wasserschlinger als am Dolinengrund; über diesem letzteren war die Temperatur in 150, 300, 600 und 900 cm Höhe gewöhnlich graduell höher. Dieser Wärmezustand konnte höchstens vom dichten, seichten Bodennebel gestört werden.

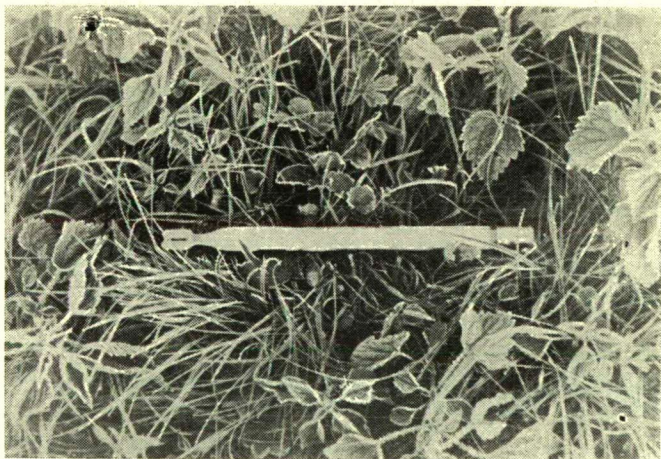


Bild 9. Bereiftes Minimumthermometer auf dem Grund der Doline

Während der sonnigen Stunden ist es im Wasserschlinger wärmer; die Luft ist kühler dort nur solange der Wasserschlinger sich selbst beschattet. So war z. B. der Dolinengrund am 17. von 7<sup>h</sup>15<sup>m</sup> ab wärmer als die darüberliegenden Luftschichte; der Wasserschlinger selbst ist bis 7<sup>h</sup>45<sup>m</sup> kühler. Danach ist die Temperatur im Wasserschlinger am höchsten. Dieselbe Erscheinung konnten wir am vorwiegend heiteren Vormittag des 18. beobachten.

TABELLE VIII.

Radiationstemperaturminima in einer Doline von Nagymező

Tag	Nachtwetter	Wasserschlinger —1,75 m	Dolinengrund 0 m	Dolinengrund S-Richtung 2,30 m	Dolinengrund Fels nach S 5,00 m	Dolinenseite nach S 9,00 m	Dolinenseite nach N 2,00 m	Dolinenseite Fels nach N 4,70 m	Dolinenseite nach N 11,40 m
1959. VIII. 27.	klar D	5,0	3,3	3,4	4,3	5,0	4,4	5,4	6,6
28.	klar L <sup>2</sup>	—1,5	—5,4	—4,8	—3,4	—2,0	—5,0	—4,2	—0,6
29.	klar L	—0,6	—3,8	—3,0	—2,2	—0,2	—2,8	—2,4	0,0
31.	klar bzw. D L	1,6	—1,3	—1,0	0,0	1,0	—0,2	0,5	1,2

Im August 1960 führten wir Lufttemperaturmessungen am Dolinengrund und im Wasserschlinger während 16 Tage durch. Als wir die Angaben der Widerstandsthermometer untersuchten, fanden wir, dass die Temperaturminima an 15 Tagen im Wasserschlinger um einige Grade niedriger waren. Die Radiationsminimumthermometer dagegen zeigten, dass es am Dolinengrund kälter war und der Unterschied im Verhältnis zum Wasserschlinger mehr als 1° betrug. Die Divergenz der Angaben der Thermometer zweierlei Art kann nicht dadurch erklärt werden, dass das Radiationsthermometer 5 cm tiefer angebracht war, sondern dass die Wärmestrahlung der Wände des Wasserschlingers auf diese Thermometer stärker wirkte als auf die gut geschirmten Widerstandsthermometer. Auf Grund dieser Tatsachen kann man aber wohl annehmen, dass die Luft im Wasserschlinger von dem den Wasserschlinger bildenden Gestein und Boden erwärmt wird.

Zwar hatten wir nicht die Möglichkeit, eine Doline des NAGYMEZŐ, wo Zólyomi und Bacsó schon in 1934 Beobachtungen angestellt hatten, unter ständiger Beobachtung zu halten, errichteten wir hier Minimumthermometer. Die Angaben dieser sind in Tabelle VIII. zusammengefasst. Die Unterschiede der Temperaturminima am Dolinengrund und im Wasserschlinger sind beträchtlich. Hier war der Wasserschlinger gewiss wärmer als der untere Teil der Doline; das beweist nicht nur der Brennesselbestand sondern auch die Tiefe des Wasserschlingers.

## Zusammenfassung

Die Erwärmung der Doline hängt von der Exposition ihrer Seitenwände ab. Im untersuchten Gebiet war die Erwärmung auf der der Exposition entsprechenden Seite grösser. Die Tatsache, dass solange der Dolinengrund Sonnenstrahlung bekommt, das Temperaturmaximum dort gefunden werden kann, ist mit der Windgeschütztheit des Dolinengrundes in Zusammenhang.

Die Beschattung der Süd- und der Westwand der Doline ruft grosse Temperaturunterschiede innerhalb der Doline hervor.

Nach der Beschattung des Dolinengrundes beginnt die Bildung des Kaltluftteiches.

Man kann feststellen, dass der kalte Luftteich der Doline vom Nachtwetter abhängig ist. Die hier entstandenen Luftteiche können in zwei Gruppen geteilt werden.

A) Es bildet sich ein Kaltluftteich in klaren, windstillen Nächten, mit Tau oder Reif. Die Anhäufung der Kaltluft erfolgt am Dolinengrund, und die niederste Temperatur kann hier gemessen werden.

B) Ein kalter Luftteich bildet sich bei heiterer, windstiller Nacht mit dickem Bodennebel, der sich in der Doline bildet. Die kältesten Luftmassen häufen sich auf den südlichen Hängen der Doline an; am Dolinengrund nehmen etwas mildere Luftmassen Platz.

Bei heiterer, windstiller Nacht bildet sich ein kalter Luftteich auch wenn es mittlerweile längere oder kürzere Zeit in der Doline Bodennebel gibt.

Auf Grund unserer Untersuchungen können wir feststellen, dass der Wasserschlinger auch hinsichtlich der Mikroklimaverhältnisse Teil der Doline ist. Es kann nicht geleugnet werden, dass der Wasserschlinger auch mit Luftgängen, vermutlich mit den darunter befindlichen Höhlen in Verbindung steht, aber diese Verbindung ist nicht eine aktive. Die Temperatur der Luft im Wasserschlinger wird in grossem Masse von der Sonnenstrahlung bestimmt, aber auch die Temperatur der Wände des Wasserschlingers spielt immer eine Rolle darin. Der Schatten des Brennesselbestandes, der den Wasserschlinger umgibt, begünstigt die Temperaturregelnde Rolle der Wände des Wasserschlingers. Der Wasserschlinger selbst hat keinen merklichen Einfluss auf die Erwärmung und Abkühlung der Doline.

Zur Erkennung der eigenartigen Mikroklimaverhältnisse der Dolinen des BÜKKGEBIRGES ist das hier gegebene Material nicht genügend. Wir hoffen doch einen Anhaltspunkt gegeben zu haben für den täglichen Temperaturgang einer Doline des Bükkgebirges, für die Entstehung der kalten Luftteiche, für die wichtigsten Expositionswirkungen und für die Eigenheiten der Temperatur des Wasserschlingers.

## LITERATUR

- BACSÓ, N.—ZÓLYOMI, B.: Mikroklima és növényzet a Bükkfennsíkon, Az Időjárás. 1934.  
GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig. 1960.  
SZABÓ, Gy.: Angaben zum Mikroklima der Höhlen bei Lillafüred. Acta Climatologica. Tom. II. III. 1962.  
WAGNER, R.: Fluktuáció töbörköd. Időjárás. 1954.  
WAGNER, R.: A mikroklimák elrendeződése Hosszúbercen OMI Beszámoló. 1955.

## INHALTSVERZEICHNIS

HORVÁTH, I.—PRÉCSÉNYI, I.—FEHÉR, V. I.: Verwendung mathematisch-statistischer Methoden in der Abgrenzung von Mikroklimaräumen .....	3
SZABÓ, GY.: Angaben zum Mikroklima der Höhlen bei Lillafüred .....	13
BOROS, J.: Angaben zum Mikroklima des Gebiets „Forrás” von Pótharaszti .....	33
WAGNER, R.: Der Tagesgang der Lufttemperatur einer Doline im Bükk-Gebirge .....	49

